

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LES AMAS SULFURÉS À ZINC-CUIVRE ARCHÉENS DU LAC SCOTT,
CHIBOUGAMAU, QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
GENEVIÈVE CARIGNAN

AVRIL 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier Benoît Lafrance, Gérald Riverin, Tony Brisson et Jules Tremblay de la compagnie Ressources Cogitore Inc. pour le soutien logistique et financier, ainsi que pour leur précieuse aide tout au long du projet. Je remercie aussi Michel Jébrak, mon directeur, pour ses conseils pertinents et son intérêt. Je dois aussi dire merci à Éric Marcoux et Michel Gauthier, qui m'ont apporté leur aide au microscope et pour leurs réponses utiles à mes nombreuses questions.

Mes remerciements vont aussi à Raymond Mineau de l'Université du Québec à Montréal pour la microscopie à balayage électronique et Marc Choquette du laboratoire de microanalyse de l'Université Laval pour les analyses à la microsonde des sphalérites.

Un grand merci aussi à Paul Middlestead du Laboratoire G.G. Hatch de l'Université d'Ottawa pour m'avoir permis de préparer mes échantillons et de les analyser au spectromètre pour les isotopes de soufre.

Je tiens aussi à remercier ma famille et mes amis pour leur soutien constant, particulièrement Sylvain Lépine pour son support et son énergie contagieuse dans la vie comme dans les études et ma sœur Annie pour son précieux talent de designer graphique.

Ce projet de maîtrise a été financé par une bourse d'étude supérieure à incidence industrielle du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	ix
LISTE DES ABBRÉVIATIONS	x
RÉSUMÉ	xi
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
LOCALISATION ET TRAVAUX ANTÉRIEURS	3
1.1 Localisation	3
1.2 Historique des travaux	4
1.3 Méthodologie	5
CHAPITRE II	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE	7
2.1 Géologie régionale	7
2.1.1 Géologie	7
2.1.2 Déformation et métamorphisme	11
2.1.3 Minéralisations volcanogènes	13
2.2 Géologie locale	14
2.2.1 Formation de Gilman	14
2.2.2 Formation de Waconichi	16
2.2.3 Pluton de Chibougamau	16
2.2.4 Structure	17

CHAPITRE III	
PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES DIFFÉRENTES PHASES DU PLUTON DE CHIBOUGAMAU	
18	18
3.1	Localisation des échantillons
18	18
3.2	Péetrographie des phases du pluton de Chibougamau
21	21
3.2.1	Granodiorite
21	21
3.2.2	Diorite à quartz
24	24
3.2.3	Tonalite
27	27
3.3	Géochimie des phases du pluton de Chibougamau
30	30

CHAPITRE IV	
MÉTALLOGÉNIE DES DIFFÉRENTES LENTILLES	
35	35
4.1	Localisation des échantillons
35	35
4.2	Description des lentilles
39	39
4.2.1	Lentille Selco-Scott
39	39
4.2.2	Lentille 800
43	43
4.2.3	Lentille centrale
45	45
4.2.4	Lentille ouest
47	47
4.3	Comparaison des lentilles
50	50

CHAPITRE V	
ÉTUDE DES ÉLÉMENTS TRACES ET DES ISOTOPES DE SOUFRE DE LA MINÉRALISATION	
57	57
5.1	Analyse des éléments traces dans les sphalérites
57	57
5.1.1	Méthodologie
57	57
5.1.2	Résultats des analyses
60	60
5.1.3	Interprétation des résultats
67	67
5.1.4	Géobaromètre de la sphalérite
61	61
5.2	Analyse des isotopes de soufre
75	75
5.2.1	Méthodologie
75	75
5.2.2	Résultats des analyses
76	76
5.2.3	Interprétation des résultats
84	84

CHAPITRE VI	
DISCUSSION	90
6.1 Évolution géologique	90
6.1.1 Mise en place de la minéralisation exhalative	90
6.1.2 Métamorphisme de contact	96
6.1.3 Métamorphisme régional	97
 CHAPITRE VII	
CONCLUSION	98
 RÉFÉRENCES	100

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Localisation de la ville de Chibougamau	3
1.2 Localisation de la propriété Lac Scott	4
2.1 Géologie simplifiée de la sous-Province de l'Abitibi	8
2.2 Stratigraphie de la région de Chibougamau	9
2.3 Carte géologique de la propriété Lac Scott	15
3.1 Localisation des forages et échantillons de surface utilisés pour la description des roches intrusives	20
3.2 Granodiorite	22
3.3 Minéralogie de la granodiorite	23
3.4 Diorite à quartz	25
3.5 Minéralogie de la diorite à quartz	26
3.6 Tonalite	28
3.7 Minéralogie de la tonalite	29
3.8 Diagramme de classification des roches intrusives de Streckeisen et al. 1979	32
3.9 Diagramme Y vs Zr pour les roches plutoniques	32

3.10	Diagramme Zr vs TiO_2	33
3.11	Diagramme SiO_2 vs $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$	33
3.12	Diagrammes des éléments majeurs par rapport au SiO_2 pour les tonalites, diorites et granodiorites	34
4.1	Localisation des lentilles projetées à la surface	37
4.2	Section longitudinale regardant vers le nord montrant la disposition spatiale des différentes lentilles ainsi que la localisation des échantillons	38
4.3	Minéralogie et textures dans la lentille Selco-Scott	42
4.4	Intervalle minéralisé (735,68 m à 754,44 m) du forage SC-05	44
4.5	Présence de pyrrhotite dans le forage SC-09 (échantillon G55)	44
4.6	Intervalle de veinules minéralisées du forage SC-15	46
4.7	Contacts à 120 degrés de la magnétite de la section polie G40 du forage SC-15	46
4.8	Sulfures massifs de la lentille ouest	48
4.9	Minéralogie et texture dans la lentille ouest	49
4.10	Distribution minéralogique de chacune des lentilles	51
4.11	Graphique montrant le pourcentage en magnétite des échantillons par rapport à la distance au pluton de Chibougamau	55
4.12	Zonation métallogénique d'un amas sulfuré volcanogène	56
5.1	Section longitudinale montrant l'emplacement des échantillons utilisés pour l'analyse des sphalérites	59

5.2	Sphalérite bourgogne vue dans le forage SC-15 de la lentille centrale	61
5.3	Sphalérite rouge-brun à brun foncé de la lentille ouest	62
5.4	Pourcentage molaire FeS des sphalérites en fonction de la distance au pluton de Chibougamau	68
5.5	Distribution des pourcentages molaires FeS dans les différentes zones minéralisées	69
5.6	Les différents faciès de métamorphisme	72
5.7	Histogramme des résultats des isotopes de soufre selon les minéraux analysés	79
5.8	Histogramme des résultats des isotopes de soufre selon les lentilles minéralisées	80
5.9	Diagramme de phase de l'eau	89
6.1	Section longitudinale regardant vers le nord	95

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
3.1 Échantillons pris dans les roches intrusives et leur provenance	19
4.1 Provenance des échantillons de sulfures massifs	36
5.1 Échantillons analysés pour la composition des sphalérites	58
5.2 Résultats des analyses des éléments traces des sphalérites de la lentille Selco-Scott	63
5.3 Résultats des analyses des éléments traces des sphalérites de la lentille 800	64
5.4 Résultats des analyses des éléments traces des sphalérites de la lentille centrale	65
5.5 Résultats des analyses des éléments traces des sphalérites de la lentille ouest	66
5.6 Résultats des analyses des isotopes de soufre sur les sulfures	77
5.7 Formule d'Ohmoto et Rye (1979) et données nécessaires à son utilisation	82
5.8 Températures obtenues à l'aide de la formule d'Ohmoto et Rye (1979)	83
6.1 Tableau récapitulatif des caractéristiques des différentes lentilles	94

LISTE DES ABBRÉVIATIONS

Cp	Chalcopyrite
Ga	Galène
Fp	Phénocristaux de feldspath
Mt	Magnétite
Po	Pyrrhotite
Py	Pyrite
Sp	Sphalérite
SMV	Sulfures massifs volcanogènes

RÉSUMÉ

La propriété Lac Scott est située à environ 20 kilomètres à l'ouest de la ville de Chibougamau, dans la sous-Province de l'Abitibi. Elle est sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau et comprend les roches volcaniques directement au nord du pluton de Chibougamau. Elle est composée d'un assemblage de roches volcaniques et intrusives. La rhyolite de la Formation de Waconichi est l'hôte des quatre lentilles de sulfures massifs volcanogènes de la propriété : la lentille Selco-Scott, la lentille 800, la lentille centrale et la lentille ouest. Elles sont réparties sur deux horizons. Les lentilles Selco-Scott, 800 et ouest sont sur l'horizon Selco tandis que la lentille centrale est située sur l'horizon Nord.

L'étude pétrographique de la minéralisation a permis de déterminer la distribution minéralogique à travers les différents amas minéralisés. La principale différence entre les lentilles est le pourcentage des différents minéraux. La pyrite est le minéral dominant dans toutes les lentilles. La sphalérite est le minéral économique le plus abondant, se situant entre 10 à 15%. La chalcopryrite est stable à travers les différents amas et représente environ de 5 à 10% des sulfures. Deux minéraux présentent de grandes variations de pourcentage, la magnétite et la pyrrhotite. En effet, leur distribution est variable passant de 2 à 10% pour la magnétite et de 1 à 25% pour la pyrrhotite. Les lentilles ouest et centrale sont celles qui contiennent le plus de pyrrhotite et de zones de stockwerk et les lentilles 800 et centrale sont celles qui contiennent le plus de magnétite. L'analyse des compositions des sphalérites a démontré que les lentilles centrale et ouest possèdent des sphalérites de plus haute température.

La combinaison de la distribution minéralogique, du type de minéralisation et des compositions des sphalérites a permis de définir un gradient thermique des fluides dont la température augmente vers l'ouest. Les isotopes de soufre sont typiques des sulfures massifs volcanogènes archéens et ont permis de déterminer la température de formation des sulfures qui est en moyenne 275°C. La profondeur d'eau de 600 mètres de formation des amas sulfurés a pu être définie à partir de cette température d'ébullition.

Le pluton de Chibougamau a eu une influence assez restreinte sur les amas minéralisés. Il a modifié leurs textures, mais il n'a pas modifié les compositions des sphalérites ni altéré les isotopes de soufre des sulfures. Le pluton a peu d'effets sur les minéralisations, il semble en équilibre chimique avec son environnement. Le métamorphisme régional a affecté les roches volcaniques de la propriété en les métamorphisant au faciès des schistes verts, mais aucun indice ne nous permet de croire qu'il a perturbé l'évolution des lentilles.

Mots clés : sulfures massifs volcanogènes, métamorphisme, intrusion, Abitibi, Chibougamau.

INTRODUCTION

À la limite nord-est de la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi, dans le secteur de Chibougamau, les minéralisations volcanogènes ont été jusqu'ici reconnues principalement sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau, tel la mine Lemoine. Cependant, sur le flanc nord et dans des lithologies similaires, la propriété Lac Scott de la compagnie Ressources Cogitore Inc. montrent elle aussi des minéralisations du type sulfures massifs volcanogènes (SMV). La propriété contient non seulement le gîte de sulfures massifs volcanogènes de Selco-Scott (700 000t à 6,9% Zn, 0,4% Cu, 12 g/t Ag) découvert en 1975, mais aussi deux autres lentilles de sulfures découvertes par Thundermin, respectivement à 1,2 km et à 1,7 km à l'ouest. De plus, la campagne d'exploration de l'été 2006 de Ressources Cogitore Inc. a permis de faire la découverte d'une quatrième zone minéralisée à environ 700 mètres à l'ouest du gîte Selco-Scott.

Les minéralisations sont encaissées dans les métavolcanites du Groupe de Roy, plus particulièrement dans les roches felsiques de la Formation de Waconichi, et les roches mafiques à intermédiaires de la Formation de Gilman. Ces métavolcanites possèdent de larges zones d'altération hydrothermale en chlorite et en séricite, et de nombreuses veinules de sulfures sur plus de 3 kilomètres, montrant bien l'étendue du système hydrothermal. Les lentilles minéralisées sont principalement composées de pyrite, de sphalérite et de chalcopryrite. Les pourcentages de pyrrhotite et de magnétite sont différents dans les quatre lentilles.

On connaît mal les relations entre les amas sulfurés et les plutons granitiques (Galley et Van Breemen, 2002; Galley, 2003). Ainsi, on a considéré que les systèmes hydrothermaux responsables des minéralisations de type SMV trouvaient leur origine dans des plutons granitiques syn-volcaniques. Cependant, il peut se produire que l'amas sulfuré soit recoupé, voir inclus dans un pluton. Dans ce cas, le potentiel économique peut se réduire considérablement. Ces plutons post-SMV pourraient appartenir à deux catégories : soit il s'agit d'un pluton syn-volcanique tardif résultant du développement d'une caldeira

résurgente, soit il s'agit d'un pluton post-orogénique, donc très distinct du magmatisme qui a donné les minéralisations de sulfures massifs volcanogènes. Le camp de Chibougamau permet d'étudier ces relations dans le secteur du lac Scott. Le projet vise donc à documenter et comprendre l'origine et l'organisation des minéralisations zincifères de la propriété Lac Scott contenue dans le canton Scott de la région de Chibougamau et à examiner leur relation avec le plutonisme.

Le premier chapitre permet de localiser la propriété et de résumer l'historique des travaux qui y ont été faits. Le chapitre II expose le contexte géologique. Il commence par la géologie régionale pour ensuite se concentrer sur la géologie locale, c'est-à-dire celle de la propriété, en décrivant les principales lithologies et la structure. Le troisième chapitre est consacré à la pétrographie et la géochimie des différentes phases intrusives du pluton de Chibougamau. Le chapitre suivant (IV) fait la description des différentes formes que prend la minéralisation de la propriété Lac Scott. Les quatre lentilles y sont analysées en détails et ensuite comparées entre elles. Le chapitre V rassemble les analyses de fer dans les sphalérites et l'analyse des isotopes de soufre dans les sulfures des quatre lentilles. On y retrouve aussi les résultats de l'utilisation du géobaromètre de la sphalérite.

Tous ces éléments seront ensuite discutés pour tenter de répondre à la question initiale qui était de savoir si le pluton de Chibougamau a joué un rôle génétique ou perturbateur sur les lentilles de sulfures massifs de la propriété Lac Scott.

CHAPITRE I

LOCALISATION ET TRAVAUX ANTÉRIEURS

1.1 Localisation

La propriété Lac Scott est située à environ 20 kilomètres à l'ouest de la ville de Chibougamau, qui se trouve à la limite est de la région touristique de la Baie-James, juste au sud du 50^{ième} parallèle (voir figures 1.1 et 1.2). On peut accéder à la propriété en empruntant la route 167, puis la route 113 pendant une vingtaine de kilomètres et ensuite en utilisant le chemin en direction du village autochtone d'Oujé-Bougoumou au nord.



Figure 1.1 Localisation de la ville de Chibougamau

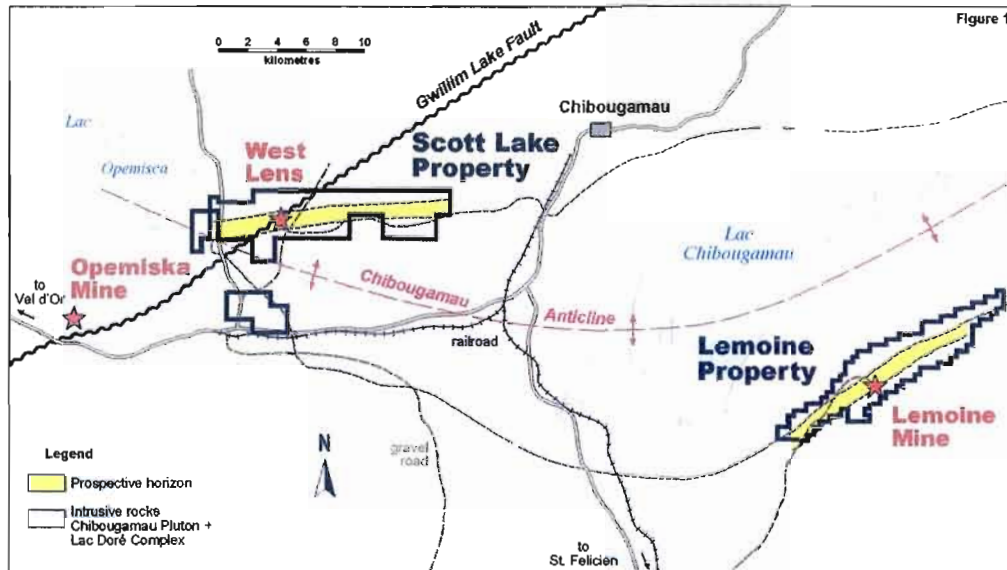


Figure 1.2 Localisation de la propriété Lac Scott (modifiée de Ressources Cogitore Inc.).

1.2 Historique des travaux

La reconnaissance des premières minéralisations de la région de Chibougamau date du début des années 1870 par le géologue de la Commission géologique du Canada J. Richardson, mais les premiers indices d'importance de cuivre et d'amiante de la région furent découverts en 1903 par Peter McKenzie (Prochnau, 1971; Pilote, 1998). À partir des années 20, les gouvernements, autant fédéral que provincial, commencèrent à cartographier les différents cantons du secteur et au même moment, de nouvelles découvertes de ce qu'allaient devenir les mines de Campbell Chibougamau, Cedar Bay, Norbeau et Obalski ravivaient l'intérêt pour ce territoire un peu négligé jusque-là (Prochnau, 1971).

Les premiers travaux reconnus sur la propriété Lac Scott ont eu lieu en 1946 par Gwillim Lake Gold Mines, mais c'est durant la période de 1956-57 que la compagnie Newlund Mines Limited fit les deux premiers trous de forage sur la propriété. Un des forages intercepta une zone minéralisée, mais n'apporta aucun résultat significatif en métaux (Leishman, 1983).

La construction d'une route allant à Chibougamau dans les années 50 permit aux compagnies minières de commencer à exploiter les ressources de la région, difficilement accessibles jusque-là. Dans les années qui suivirent et même encore aujourd'hui, plusieurs autres travaux, soit académiques, soit par des compagnies ou encore par les gouvernements viennent améliorer la compréhension et le détail de la stratigraphie et des minéralisations du camp minier de Chibougamau.

C'est en 1975 que Selco Mining Corporation acquit la propriété suite à un nouvel engouement causé par la découverte, par Patino Mines Ltd., de la mine Lemoine sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau. Cette découverte engendra une augmentation de l'exploration des deux côtés de l'anticlinal et Selco Mining Corporation fit un levé électromagnétique aéroporté du côté nord. Une anomalie fut testée en forage et donna des résultats de 0,91% Cu, 7,87% Zn et 0,53 on/t Ag sur 4,42 mètres. Entre 1975 et 1981, Selco foras plus de 5 400 mètres. La compagnie continua les forages autour du trou de découverte et s'associa avec Camchib en 1981 pour continuer les travaux sur le nouveau prospect (Leishman, 1983). En 1986, la propriété passa sous la main de la compagnie Greenstone Resources qui fut ensuite acquise par Syngold Exploration en 1988 (Anderson, 1988). Finalement, la compagnie Ressources Cogitore Inc. acquies la propriété Lac Scott de la compagnie Thundermin Resources en 2005 pour lancer une importante campagne d'exploration.

1.3 Méthodologie

Pour tenter de répondre aux objectifs du travail, il a été nécessaire de :

- 1) caractériser la nature des roches intrusives dans le secteur du Lac Scott. À partir des forages, on définira les différentes phases possibles du pluton de Chibougamau;
- 2) faire une description détaillée des stockwerks minéralisés et des sulfures massifs dans les volcanites. La nature de ces minéralisations et leur structure seront étudiées à

partir d'anciens forages provenant de cette propriété et des nouveaux forages de la compagnie Ressources Cogitore Inc. On mettra l'accent sur :

- les textures des minéralisations;
- les différences et les ressemblances entre les différentes lentilles;
- la succession paragenétique;
- l'analyse des isotopes du soufre, réalisée sur un ensemble d'échantillons représentatifs;
- les analyses des éléments traces des sphalérites.

CHAPITRE II

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Ce présent chapitre est consacré au contexte géologique. La section 2.1 traite de la géologie régionale afin de permettre au lecteur d'avoir une vision d'ensemble sur la géologie de la région de Chibougamau. La section 2.2 apporte une description détaillée de la géologie de la propriété Lac Scott.

2.1 Géologie régionale

2.1.1 Géologie

La région de Chibougamau se situe dans la Province du Supérieur, plus précisément à la limite est de la sous-Province de l'Abitibi, dans la bande de roches vertes de Matagami-Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990) (figure 2.1). Cette ceinture de roches vertes est orientée est-ouest et mesure environ 440 kilomètres avec une largeur qui peut aller de 25 à 100 kilomètres.

Le secteur de Chibougamau-Caopatina représente la grande région de Chibougamau à l'intérieur de la sous-Province de l'Abitibi et fait partie de la zone volcanique nord décrite par Ludden et al. (1986). Elle est limitée au nord par la ceinture d'Opatika et à l'est par la Province de Grenville. Les roches de cette région sont un assemblage de roches volcaniques et sédimentaires archéennes sous une épaisseur variable de sédiments glaciaires quaternaires (Daigneault et Allard, 1990).

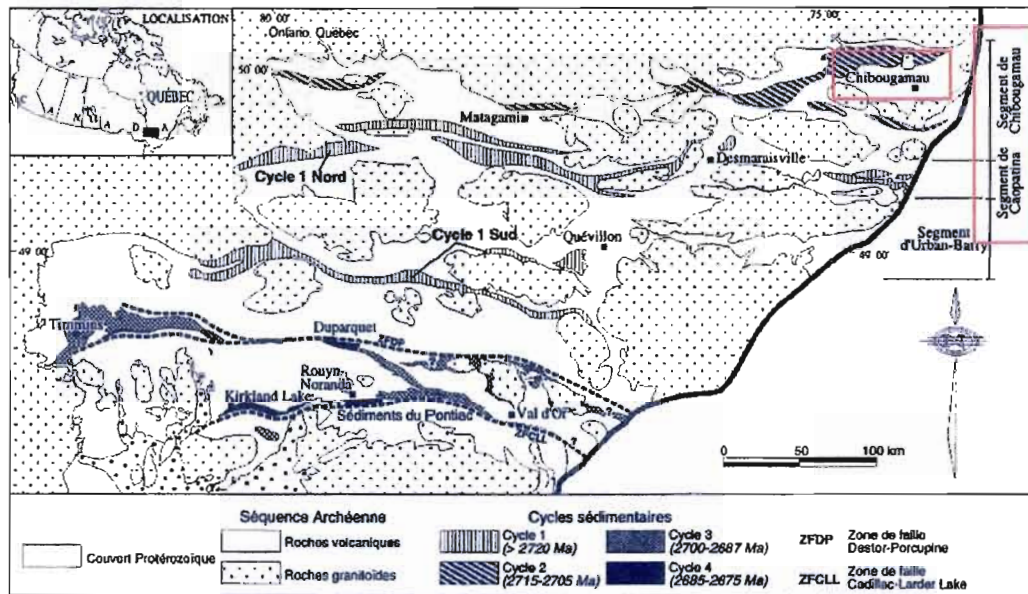


Figure 2.1 Géologie simplifiée de la sous-Province de l'Abitibi (modifiée de Mueller et Donaldson, 1992).

La stratigraphie du secteur de Chibougamau se divise en deux groupes; le Groupe de Roy à la base et celui d'Opémisca au sommet (figure 2.2). Le Groupe de Roy est constitué d'une succession de roches archéennes formées pendant deux cycles volcaniques distincts, chacun d'eux allant de mafique à felsique (Daigneault, 1991; Pilote, 1998). Le premier cycle est caractérisé par l'effusion d'une plaine basaltique majeure de 2720 à 2730 Ma, tandis que le second représente la superposition d'un complexe volcanique central avec la mise en place de plutons synvolcaniques de 2714 à 2720 Ma (Daigneault, 1991).

La Formation de l'Obatogamau représente la base mafique du premier cycle volcanique; elle est surtout formée de tufs et de coulées basaltiques porphyriques avec de nombreux filons-couches de gabbro. Les coulées sont massives à la base et coussinées au centre, tandis que le sommet est occupé par des brèches et de minces lits de tuf (Maillet, 1978 ; Saunders, 1978).

La Formation de Waconichi, qui forme la partie felsique sommitale du premier cycle volcanique, est constituée principalement de rhyodacites, de rhyolites porphyriques, de

porphyre à quartz, de tufs avec quelques filons-couches de gabbro (Maillet, 1978; Daigneault et Allard, 1990). Cette unité est moins importante en volume que la Formation d'Obatogamau et représente un horizon favorable pour la recherche de minéralisations (Pilote, 1998). C'est dans cette formation que fut découvert, sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau, le gisement de la mine Lemoine et sur le flanc nord, le gîte Selco-Scott.

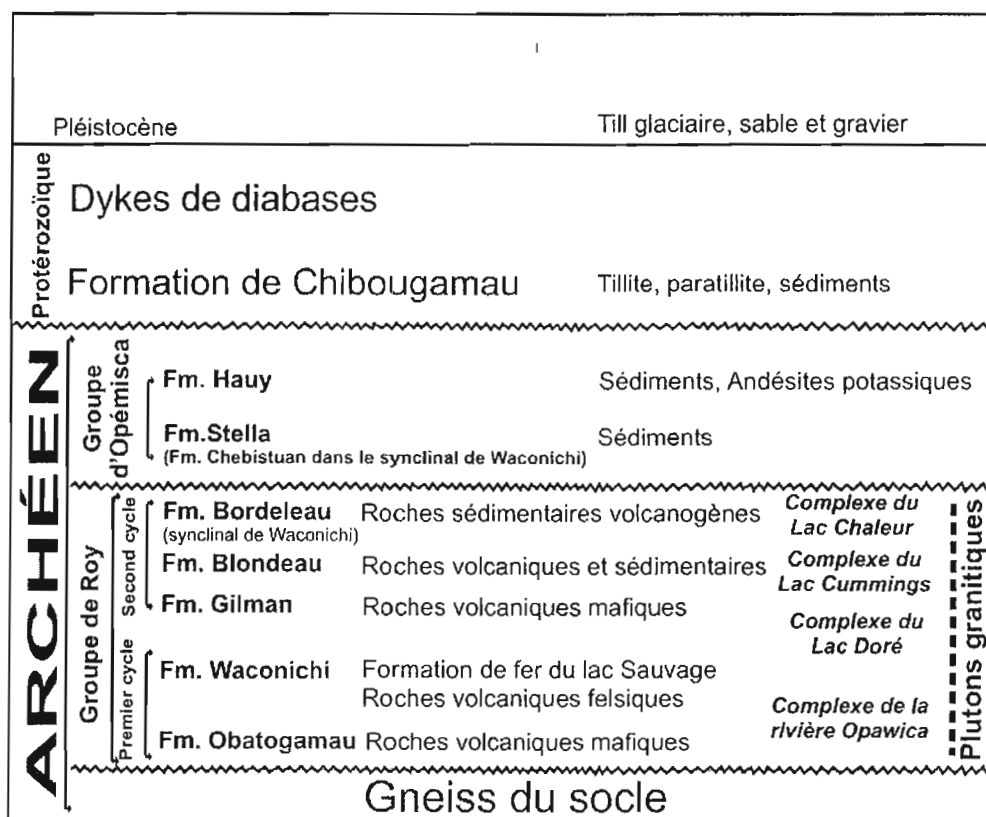


Figure 2.2 Stratigraphie de la région de Chibougamau (Traduit d'Allard et Gobeil, 1984; Leclerc, 2006)

La Formation de Waconichi peut se subdiviser en deux types. Le type Lemoine, qui est restreint au pourtour du pluton de Chibougamau et du complexe du Lac Doré, comprend les roches rhyolitiques porphyriques hôtes de la mine Lemoine et du gîte Selco-Scott, tandis que le type Queylus correspond aux roches pyroclastiques intermédiaires à felsiques se situant entre les Formations de l'Obatogamau et celle de Gilman (Daigneault et Allard, 1990; Pilote, 2006).

Sus-jacent à la Formation de Waconichi et marquant le début du second cycle volcanique, la Formation de Gilman est formée de deux membres (Duquette, 1970). La Formation de Gilman inférieur est composée de basaltes, tandis que la Formation de Gilman supérieur est principalement constituée d'andésites et de dacites. À la limite des deux se trouvent de petites lentilles d'un membre intermédiaire (le membre Allard) très peu reconnu dans la région (Pilote, 2006). La Formation de Gilman est fréquemment recoupée de dykes de gabbros appartenant à la même formation. On retrouve, mais rarement, des sédiments graphiteux, des chert et des horizons d'exhalites interdigités dans les volcanites de la Formation de Gilman.

Le deuxième cycle volcanique de la région de Chibougamau se termine par la Formation de Blondeau (Maillet, 1978). Celle-ci est composée de tufs felsiques et cherteux, de grès, de shales, de lits de pyrite massive, ainsi que des coulées rhyodacitiques (Cimon, 1976a; Pilote, 2006).

La Formation de Bordeleau constitue la formation de transition entre le Groupe de Roy et celui d'Opémisca. Cette unité de grès volcaniques n'a été observée que très localement et elle possède une affinité avec la Formation de Blondeau (Daigneault et Allard, 1990; Leclerc, 2006). Quand elle est absente, le Groupe d'Opémisca repose sur le Groupe de Roy le long d'un contact discordant. Les sédiments qui composent le Groupe d'Opémisca proviennent principalement de l'érosion du deuxième cycle volcanique. Deux formations se distinguent dans ce groupe, celle de Stella à la base et celle de Haüy au sommet. Elles sont toutes deux d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire (Norman, 1941; Pilote, 2006).

Le Groupe de Roy est recoupé par deux systèmes magmatiques importants, soit celui du Complexe du Lac Doré et celui du pluton de Chibougamau. Le Complexe du Lac Doré est une intrusion anorthositique litée (granophyre, anorthosite, gabbro anorthositique, gabbro, pyroxénite) comagmatique au premier cycle volcanique tandis que le pluton de Chibougamau, qui le recoupe dans la zone anorthositique, représente la chambre magmatique du deuxième cycle, et occupe la zone axiale de l'anticlinal de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990; Daigneault, 1991). Le pluton de Chibougamau est d'affinité trondhjémitique et il est daté en U-Pb sur zircons par Krogh (1982) à 2718 Ma (Leishman, 1983). Dans la région du Lac Scott, il recoupe les roches volcaniques felsiques du Groupe de Roy encaissant le gîte de Selco-Scott (Saunders et Allard, 1990). Il est formé d'une série d'injections magmatiques de différentes compositions (granitique, tonalitique, dioritique...) ce qui rend la cartographie assez complexe (Saunders, 1978). À quelques endroits au nord du pluton de Chibougamau, mais au sud des volcanites felsiques du Groupe de Roy, on observe une zone de mélange contenant des roches volcaniques ainsi que des roches intrusives du pluton. Sa cartographie est ardue car les lithologies changent rapidement et que celles-ci ne semblent pas organisées à l'intérieur de la zone.

2.1.2 Déformation et métamorphisme

La région de Chibougamau a subi quatre épisodes de déformation. Trois d'entre eux sont archéens tandis que le quatrième date de l'orogénie grenvillienne, à 1100 Ma, et est restreint à l'est (Baker, 1980). Le premier épisode de déformation a produit les grands plis ouverts N-S observés régionalement, tandis que les plis d'axes E-O reconnus dans le secteur de Chibougamau, sont dus à la deuxième phase de déformation (Pilote, 1998). Il est probable que le pluton de Chibougamau, daté à 2718 Ma par Krogh (1982), soit contemporain du maximum de déformation et de métamorphisme attribué au premier épisode de déformation (Daigneault et Allard, 1990). Le deuxième épisode a aussi produit la schistosité régionale ainsi que le métamorphisme régional, sans oublier les grandes failles parallèles aux axes de

plis. Six grandes structures sont aussi dues à cette seconde phase de déformation, dont le synclinal et l'anticlinal de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990). La superposition de ces deux phases, soit les plis N-S et E-O, donne une déformation régionale en dômes et bassins (Daigneault, 1991). Le troisième épisode a amené un clivage de crénulation NE-SO subvertical à l'intérieur des couloirs de déformation (Daigneault, 1991).

Le métamorphisme au faciès schistes verts de la plupart des roches archéennes de la région de Chibougamau a été acquis lors de l'orogénie kéronéenne, il y a 2,68-2,70 Ga (Duquette, 1970). Le faciès métamorphique atteint localement celui des amphibolites aux contacts d'intrusions ou le long du Front de Grenville séparant la Province du Supérieur avec celle de Grenville (Daigneault et Allard, 1990). La schistosité de flux de la région de Chibougamau est bien développée et a une orientation générale E-O (Daigneault et Allard, 1990). Cependant, certaines structures importantes font varier sa direction, comme par exemple à l'approche du Front de Grenville ainsi qu'aux contacts des intrusions (Daigneault et Allard, 1990).

La région est découpée par quatre grandes familles de failles, dont la dernière est, comme la phase de déformation D_4 , reliée à l'orogénie grenvillienne (Chown et al., 1998).

- 1) Failles E-O; représentent de grandes zones de déformation ductile variant de 100 à 1000 mètres de largeur. Elles sont très répandues, majoritairement inverses et représentent le dernier stade de raccourcissement associé à la déformation régionale;
- 2) Failles ou cisaillements NO-SE; représentent un système de fractures répandu dans la sous-Province et ces couloirs peuvent atteindre jusqu'à 300 mètres de largeur. Les linéations d'étirements sont généralement de faible plongée avec des mouvements dextres. Celles-ci contiennent la majorité des minéralisations de cuivre et d'or du camp minier de Chibougamau;
- 3) Failles NE-SO; il n'y a pas de sens de mouvement unique pour ces failles. Elles sont plus jeunes que les deux familles précédentes;
- 4) Failles NNE-SSO; reliées à l'orogénie grenvillienne.

2.1.3 Minéralisations volcanogènes

La région de Chibougamau est surtout reconnue pour les minéralisations à cuivre-or exploitées dans le camp central. Ces filons sont encaissés à l'intérieur de zones de cisaillement NO-SE et interprétés comme étant l'expression d'un système porphyrique majeur (Pilote, 1998). Cependant trois cas de minéralisations de type SMV retiennent l'attention: la mine Lemoine, la formation du Lac Sauvage et les lentilles de sulfures massifs volcanogènes de la propriété Scott, dont ce travail fait l'objet.

Mine Lemoine

La mine Lemoine, un gisement de sulfures massifs volcanogènes dans la région de Chibougamau, a produit 758 070 tonnes à 4,2% Cu, 9,6% Zn, 83,4g/t Ag et 4,2 g/t Au. Celui-ci a été découvert par un levé EM et MAG en 1973 et a été en production de 1975 à 1983 sous la compagnie Mines Northgate Inc. Le gisement est situé dans une séquence de roches volcaniques de la Formation de Waconichi sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau. La minéralisation est constituée de chalcopryrite, de sphalérite, de pyrite, de pyrrhotite avec des quantités importantes d'or et d'argent. C'est la découverte de la mine Lemoine qui a engendré les travaux d'exploration qui ont mené, deux ans plus tard, à la découverte du gîte Selco-Scott.

Formation de fer du Lac Sauvage

Dans les cantons de McKenzie et Roy, une formation de fer du nom de Lac Sauvage est située stratigraphiquement au-dessus de la Formation de Waconichi (Allard, 1976). Elle est composée de trois faciès: carbonates de fer, oxydes de fer et sulfures. Elle est principalement constituée de magnétite, pyrite, pyrrhotite, quartz, carbonates avec des petites quantités de sphalérite, de chalcopryrite et la teneur moyenne en or est de 30 ppb.

2.2 Géologie locale

La propriété Lac Scott est située dans le secteur nord du canton Scott. Elle est sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau et comprend les roches volcaniques directement au nord du pluton de Chibougamau. Elle est composée d'un assemblage de roches volcaniques et intrusives. Ces deux types sont détaillés plus bas. La carte géologique de la propriété est présentée à la figure 2.3.

2.2.1 Formation de Gilman

La Formation de Gilman représente la partie mafique du deuxième cycle volcanique. Sur la propriété, cette formation est répartie en 6 lithologies différentes :

- 1) Gabbro comagmatique aux basaltes d'affinité transitionnelle;
- 2) Andésite à phénocristaux de feldspath (affinité transitionnelle);
- 3) Rhyolite (affinité transitionnelle);
- 4) Sédiments graphiteux, chert, exhalite;
- 5) Andésite-dacite (affinité transitionnelle);
- 6) Basalte : trois types de basaltes sont reconnus dans la Formation de Gilman, deux d'affinité transitionnelle (un au nord et un au sud) et un d'affinité tholéitique.

Les gabbros sont présents principalement au nord de la propriété, mais peuvent être intercalés dans les volcanites près des sulfures. Ils sont moyennement grenus, la plupart du temps magnétique avec une matrice chloritisée. Les basaltes et les andésites peuvent être des coulées massives ou en coussins. Ils sont vert pâle à vert foncé avec un contenu élevé en chlorite. Ils sont recoupés de nombreuses veines de quartz parfois accompagnées de calcite. Les basaltes et andésites sont, pour la plupart, amygdulaires. Il y a des amygdules de quartz, de calcite ou de chlorite. Les andésites peuvent aussi contenir des phénocristaux de feldspath à l'occasion.

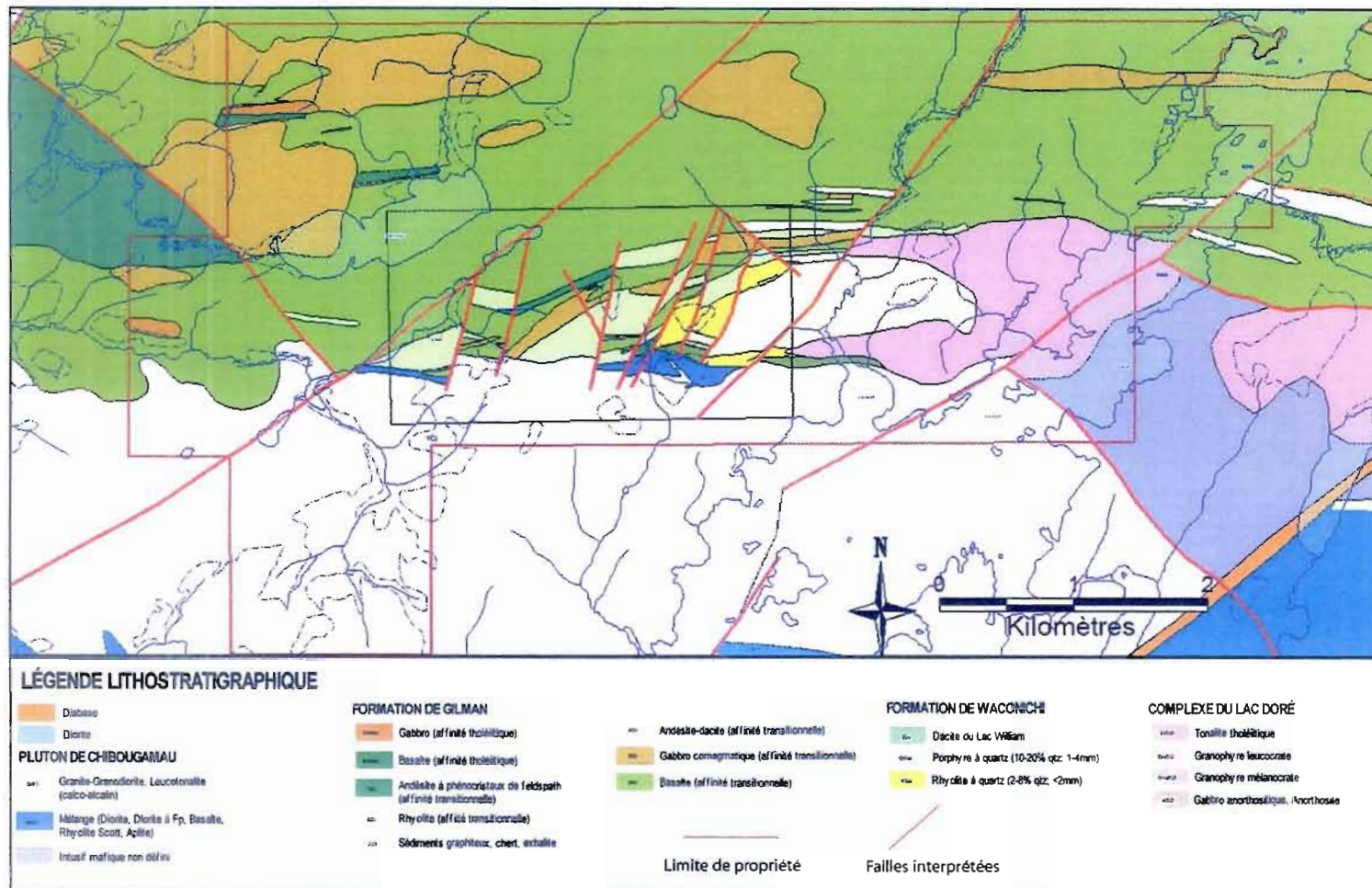


Figure 2.3 Carte géologique de la propriété Lac Scott.

2.2.2 Formation de Waconichi

La propriété couvre une bande de 15 kilomètres linéaires de la Formation de Waconichi. Celle-ci présente une épaisseur d'environ 600 mètres et s'amenuise latéralement de façon importante (Daigneault et Allard, 1990). Les roches felsiques de cette formation sont bordées au nord par les roches mafiques du Gilman et au sud, par le pluton de Chibougamau (Saunders, 1978).

Sur la propriété, on observe trois différentes lithologies comprises dans la Formation de Waconichi :

- 1) Dacite du Lac William;
- 2) Porphyre à quartz de Scott;
- 3) Rhyolite à quartz de Scott.

Le porphyre à quartz est un dôme felsique qui affleure dans la partie est de la propriété. Il mesure 600 mètres de large par environ 2 kilomètres de long. Il est composé de 10-20% de phénocristaux de quartz entre 1 et 4 millimètres dans une matrice parfois chloritisée et/ou séricitisée (Anderson, 1988). Il est interprété comme étant de nature intrusive.

La rhyolite à quartz de Scott est composée de 2-8% de phénocristaux de quartz d'une grosseur de moins de 2 millimètres. Elle est interprétée comme étant la partie volcanique extrusive du porphyre à quartz.

2.2.3 Pluton de Chibougamau

Au sud de la propriété, la partie nord du pluton de Chibougamau est séparée des volcanites par une zone de mélange comprenant à la fois des fragments de volcanites et de roches intrusives. La propriété Lac Scott comprend quatre lithologies différentes dans le pluton de Chibougamau :

- 1) Granite-granodiorite, leucotonalite (affinité calco-alkaline);

- 2) Zone de mélange (diorite, diorite à Fp, basalte, Rhyolite Scott, Aplite);
- 3) Tonalite (affinité tholéitique);
- 4) Intrusif mafique.

Ces lithologies sont décrites en détail au chapitre III.

2.2.4 Structure

Plusieurs failles ont été identifiées sur la propriété dont deux majeures, celle du Lac Gwillim au nord-ouest et celle du Lac Scott au sud-est. La faille du Lac Gwillim est orientée NE-SO et peut être suivie sur une distance minimale de 100 kilomètres. La faille du Lac Scott est aussi orientée NE-SO soit parallèle à l'axe principal du Lac Scott. Les autres structures sont des failles syn-volcaniques interprétées d'après les forages, la topographie et les changements d'unités. (Morin et al., 1999)

Les lithologies volcaniques de nature effusive situées au nord du pluton de Chibougamau ont un pendage entre 50° et 75° vers le nord avec une polarité stratigraphique vers le nord. On peut la déduire d'après les coussins et les tufs dans les roches volcaniques de la Formation de Gilman (Anderson, 1988). Le plissement isoclinal associé à l'orogénie kénoréenne a formé l'anticlinal de Chibougamau qui a engendré une schistosité parallèle au litage dans les volcanites (Duquette, 1970).

CHAPITRE III

PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES PHASES DU PLUTON DE CHIBOUGAMAU

Le chapitre qui suit se limite aux trois principales lithologies retrouvées dans le pluton de Chibougamau sur la propriété Lac Scott. Celles-ci sont : granodiorite, diorite à quartz et tonalite. Le chapitre commence avec une description et une localisation des échantillons sur la propriété. La deuxième partie est consacrée à la pétrographie des différentes phases du pluton et le chapitre se termine avec la géochimie de ces différentes lithologies.

3.1 Localisation des échantillons

La propriété Lac Scott contient quatre lithologies différentes du pluton de Chibougamau :

- 1) Granite-granodiorite, leucotonalite (affinité calco-alcaline);
- 2) Zone de mélange (diorite, diorite à Fp, basalte, rhyolite Scott, aplite) (affinité magmatique variée);
- 3) Tonalite (affinité tholéitique);
- 4) Intrusion mafique.

Lors de l'été 2007, 25 échantillons ont été prélevés dans ces différentes unités de roches intrusives afin de pouvoir caractériser les différentes phases du pluton de Chibougamau dans le secteur du Lac Scott. Le tableau 3.1 montre les échantillons et leur provenance, et la figure 3.1 montre leur emplacement sur la carte géologique. Les échantillons LW-07-03, LW-07-04, LW-07-08 et LW-07-13 ne sont pas illustrés sur la carte parce qu'ils proviennent d'un secteur situé à huit kilomètres à l'est de la carte. Ceux-ci ont été étudiés pour fin de comparaison.

Nom	Forage	Profondeur
SC-07-01		Surface
SC-07-04		Surface
SC-07-08		Surface
SC-07-09		Surface
G1	SI-88-19	358,12m
G11	SL-93-106	595,43m
G12	SL-93-106	596,98m
G13	SL-93-106	598,51m
G31	SL-91-93	370,00m
G32	SL-91-93	426,09m
G33	SL-91-93	477,29m
G45	SL-93-107	214,87m
G46	SL-93-107	311,28m
G47	SL-93-106	587,63m
G48	SL-93-106	592,20m
G50	SL-88-19	370,31m
G51	SC-18	378,3m
G52	SC-22	1147,9m
G53	SC-22	1164,2m
G54	SC-22	1122,8m
G60	SL-90-45E	808,5m
LW-07-03		Surface
LW-07-04		Surface
LW-07-08		Surface
LW-07-13		Surface

Tableau 3.1 Échantillons pris dans les roches intrusives et leur provenance.

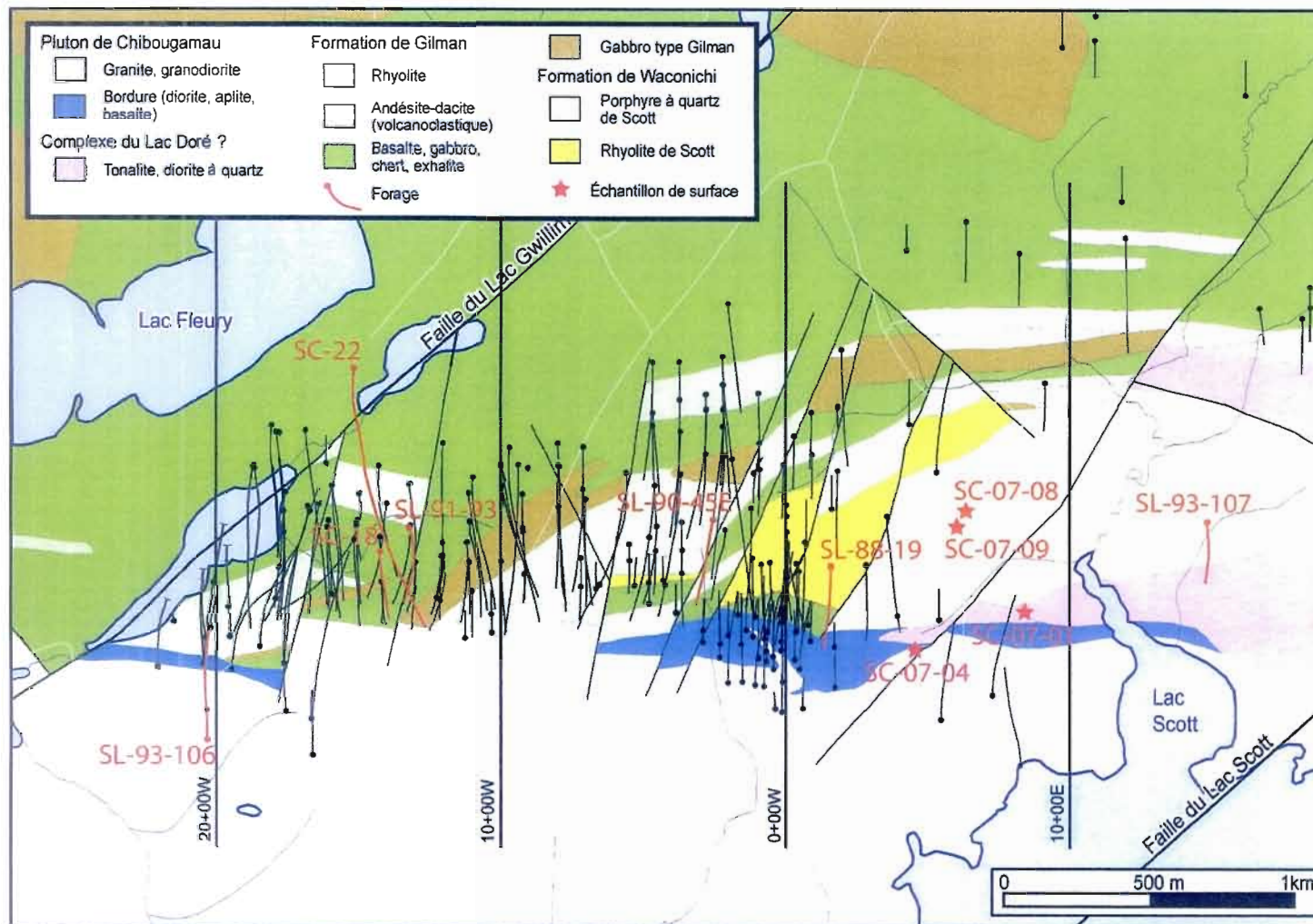


Figure 3.1 Localisation des forages et échantillons de surface utilisés pour la description des roches intrusives.

3.2 Pétrographie des phases du pluton de Chibougamau

Trois des quatre unités formant le pluton de Chibougamau seront décrites dans cette section. Des lames minces ont été faites dans chaque unité lithologique afin d'analyser leurs différentes caractéristiques. De plus, des roches correspondantes aux lames minces ont été colorées pour connaître la nature des feldspaths compris dans ces roches intrusives. Ces tests de coloration ont été faits dans les laboratoires de la compagnie IOS Services Géoscientifiques Inc.

3.2.1 Granodiorite

La granodiorite est homogène et contient, généralement 20% de quartz, 40-50% feldspath, 10% chlorite, 10% de séricite, moins de 5% d'épidote et 1-3% calcite. Le quartz de la matrice a des contours irréguliers et des extinctions roulantes. Il peut aussi être en veinules. Les feldspaths sont constitués à 80 à 90% de plagioclases et 10 à 20% d'alcalins. Il y a des veinules de quartz-épidote. La chlorite est bleu-mauve en lumière analysée ce qui montre un enrichissement en fer. La calcite n'est pas toujours présente, mais lorsqu'elle l'est, on la trouve en cristaux et en veinules comme sur la figure 3.3 B. Comme on le voit dans la figure 3.3A, la séricite est en fines baguettes dans les feldspaths plagioclases. Localement on aperçoit des traces de biotite. On trouve aussi des traces de pyrite automorphe à xénomorphe.

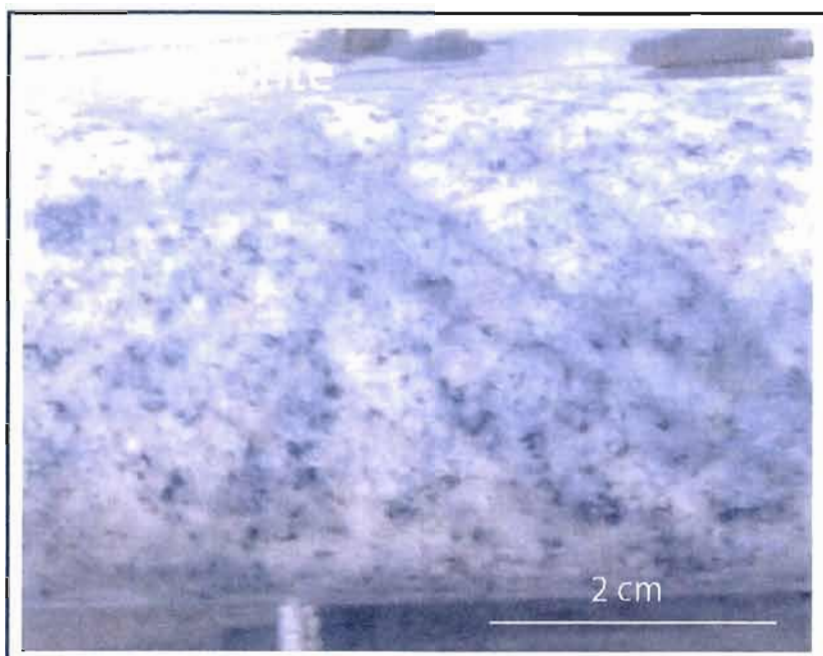


Figure 3.2 Granodiorite. Matrice pâle de feldspaths plagioclases et quartz avec une altération en chlorite recoupée par des veinules de quartz et épidote.

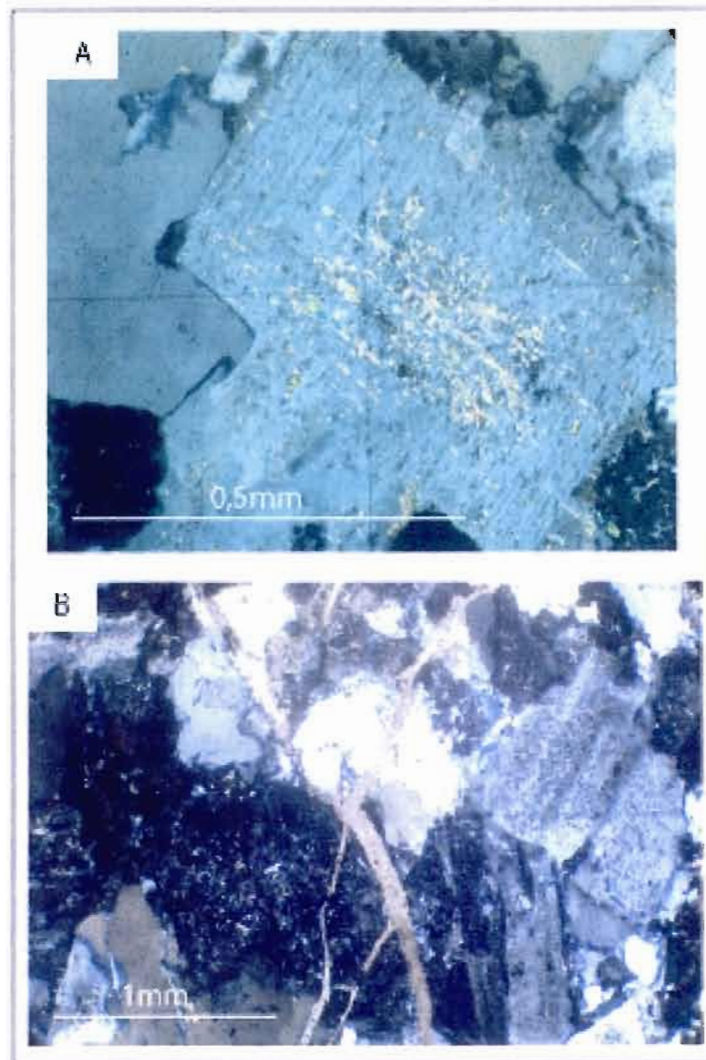


Figure 3.3 Minéralogie de la granodiorite. A) Feldspaths plagioclases altérés en séricite B) Veinules de calcite.

3.2.2 Diorite à quartz

La diorite à quartz est principalement composée de 40-50% de feldspath, 5-10% de quartz, 10% de chlorite, moins de 10% de séricite et moins de 5% de calcite et d'épidote. Les feldspaths sont presque exclusivement des plagioclases. La plupart sont petits et très altérés en séricite et il n'y a que les mâcles polysynthétiques ici et là qui permettent de les distinguer (figure 3.5 A). Le quartz a des contours irréguliers avec des extinctions roulantes et il peut être soit en cristaux ou en veinules souvent associé avec la calcite.

Les minéraux d'altération sont la séricite, la chlorite, la calcite et l'épidote. La séricite est en fines baguettes principalement dans les cristaux de feldspath. La couleur de la chlorite en lumière analysée est jaune-brune, ce qui montre que celle-ci est riche en magnésium (Thompson et Thompson, 1996). La calcite est retrouvée en cristaux dispersés et en veinules et atteint localement 5% de la distribution minéralogique. Les veinules de calcite recoupent les veinules de quartz et celles d'épidote.



Figure 3.4 Diorite à quartz. Matrice majoritairement de feldspaths plagioclases avec du quartz. Les plagioclases sont fortement altérés en séricite. Les veinules de calcite recoupent les veinules de quartz et celles d'épidote.

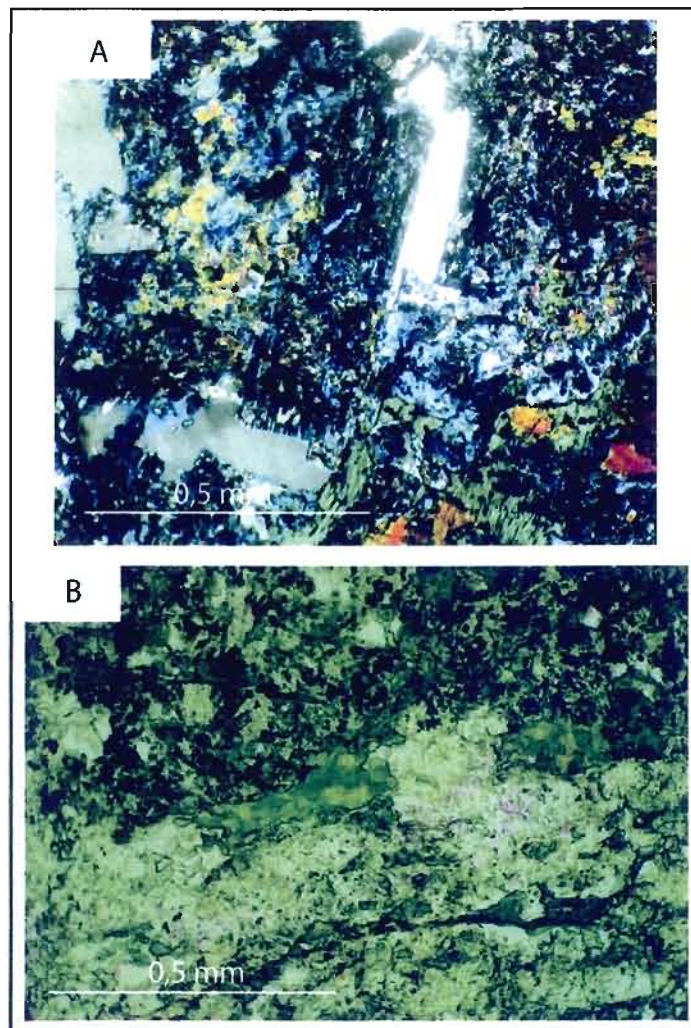


Figure 3.5 Minéralogie de la diorite à quartz. A) Feldspaths très altérés en séricite. On voit encore les mâcles sur les bordures des grains.
B) Chlorite secondaire pervasive.

3.2.3 Tonalite

La tonalite ou leucotonalite est pâle et composée en moyenne de 20% de quartz, 35-40% de feldspath, 10% de séricite, 5-10% de chlorite, 5% d'épidote et des traces à localement 5% de calcite dans la tonalite sur la propriété Lac Scott. Les feldspaths sont généralement très altérés (voir figure 3.7 A) et les tests de coloration nous permettent de constater qu'il y a de 90 à 100% de feldspaths plagioclases avec des traces de feldspaths alcalins.

La chlorite est soit en cristaux dispersés ou en veinules. La calcite est rare et elle est en cristaux disséminés et en veinules. L'épidote est encore un minéral accessoire constituant moins de 5% de la roche et elle se trouve en cristaux dispersés et en veinules. Les veinules de calcite et chlorite recoupent les veinules d'épidote comme on peut le voir sur la figure 3.7 B et C. La séricite est toujours en fines baguettes dans les feldspaths plagioclases. On trouve localement des cristaux automorphes à xénomorphes de pyrite.

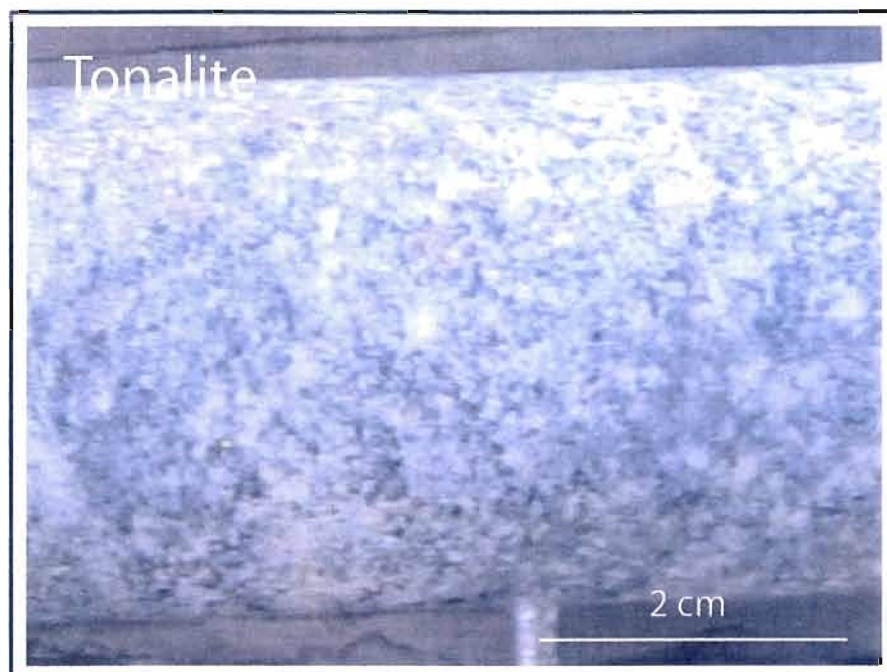


Figure 3.6 Tonalite. Matrice majoritairement composée de feldspaths (90%-100% de plagioclases avec des traces de feldspaths alcalins) et de quartz. Les feldspaths sont principalement altérés en séricite et chlorite.

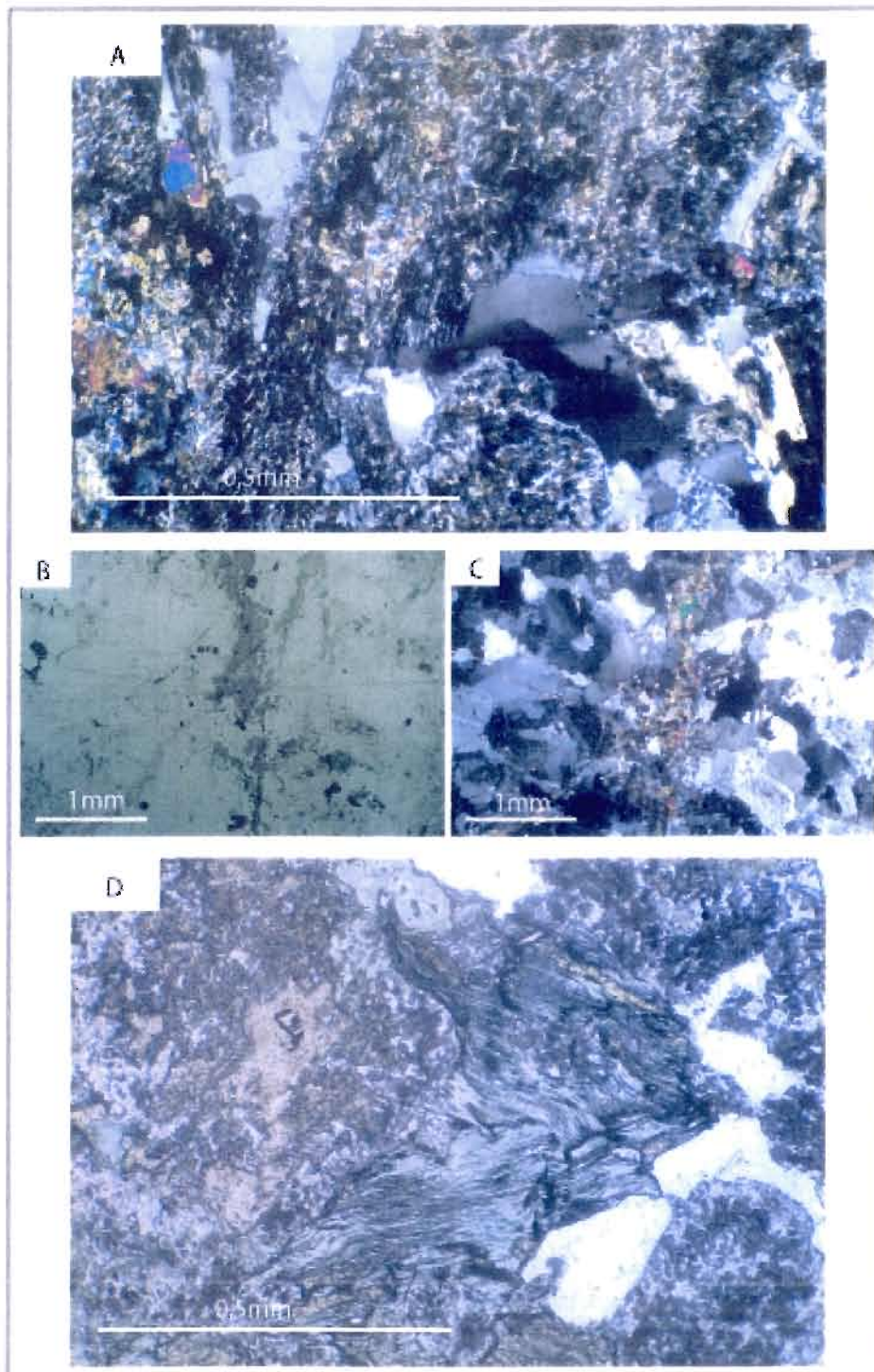


Figure 3.7 Minéralogie de la tonalite. A) Feldspath très altérés en séricite avec quartz et épidote B) Veinule de Ca±Ch recoupant une veinule d'épidote en LPNA C) Veinule de Ca±Ch recoupant une veinule d'épidote en LPA D) Chlorite

3.3 Géochimie des phases du pluton de Chibougamau

Tous les échantillons de roches intrusives ont été analysés pour les éléments majeurs et traces et la plupart pour les terres rares aussi. Le logiciel IGPET a été utilisé pour l'étude géochimique des éléments de chacun des échantillons.

Les échantillons provenant du pluton de Chibougamau ont été placés sur le graphique de Streckeisen et al. (1979) à partir des observations et comptage de minéraux en lames minces et après coloration des échantillons (voir figure 3.8). On remarque que les roches appartiennent à trois lithologies différentes soit, diorite à quartz, tonalite et granodiorite. La figure 3.11 montre les échantillons sur un graphique SiO_2 vs $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$. On peut déduire par l'alignement des points qu'ils sont sur une même lignée magmatique.

Les échantillons du pluton de Chibougamau ont aussi été placés sur un diagramme Zr-Y (figure 3.9) avec les limites de champs de Barrett et Maclean (1999). Les échantillons sont colorés selon leur lithologie respective, trouvée d'après l'étude des lames minces et des colorations de feldspath. D'après ce graphique, les tonalites et granodiorites sont calco-alcalines. Les mêmes échantillons sont placés sur un graphique de TiO_2 vs Zr dans la figure 3.10 avec en plus les échantillons de granophyre du complexe du Lac Doré et de QP de Scott. On voit que la plupart des échantillons se retrouvent sur une même tendance magmatique. Les échantillons qui ne se trouvent pas sur la tendance magmatique sont ceux qui ont été altérés soit par une dilution par un apport de gain ou encore un enrichissement en TiO_2 et Zr par une perte de masse.

La figure 3.12 présente 9 diagrammes de Harker pour les trois lithologies (tonalite, diorite et granodiorite). Les graphiques représentent chacun un élément majeur par rapport au contenu en silice. Les éléments analysés sont : TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO, MgO, P_2O_5 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O et K_2O . Les trois types de roches sont toujours placés selon leur pourcentage de SiO_2 et donc la diorite est la plus à gauche, ensuite vient la tonalite au centre et la granodiorite vers la droite étant celle avec le plus haut pourcentage de silice. Pour sept éléments sur neuf, la tendance

est à la diminution de l'élément majeur avec l'augmentation de silice et donc du passage de la diorite à la granodiorite. Pour le Na_2O et K_2O , on remarque que la tendance est différente. En effet, ces deux éléments gardent pratiquement les mêmes valeurs avec l'augmentation du SiO_2 . Les graphiques démontrent que les différentes lithologies intrusives étudiées proviennent du même pluton différencié et que celui-ci est majoritairement calco-alcalin.

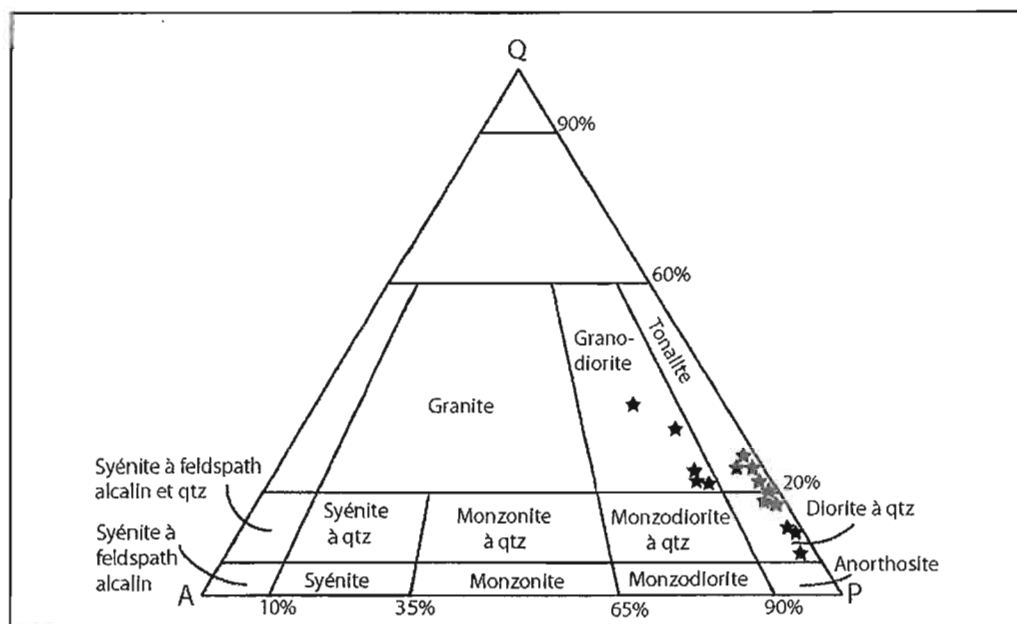


Figure 3.8 Diagramme de classification des roches intrusives de Streckeisen et al. 1979.

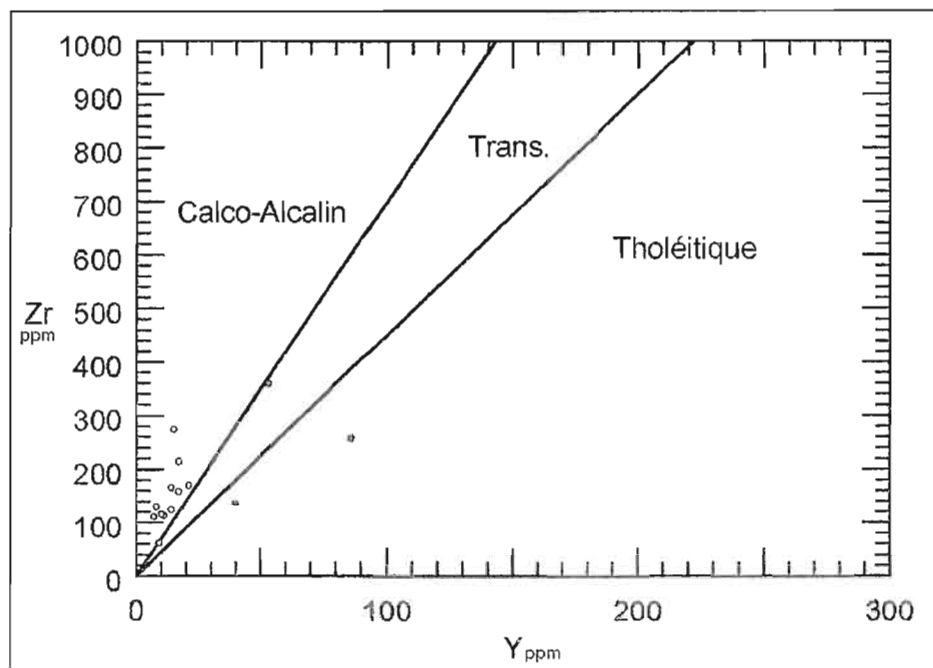


Figure 3.9 Diagramme Y vs Zr pour les roches plutoniques. Limites des champ selon Barrett et Maclean (1999). Cercle rouge : tonalite, cercle bleu : diorite, cercle vert : granodiorite.

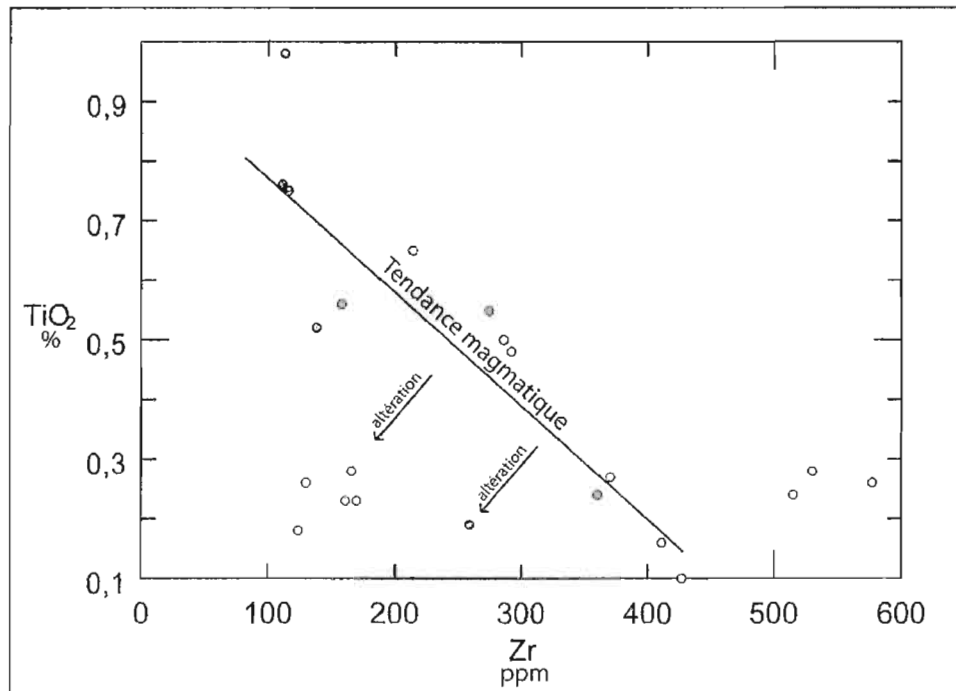


Figure 3.10 Diagramme Zr vs TiO_2 . Cercle rouge : tonalite, cercle bleu : diorite, cercle vert : granodiorite, cercle jaune : granophyre, cercle orange : QP.

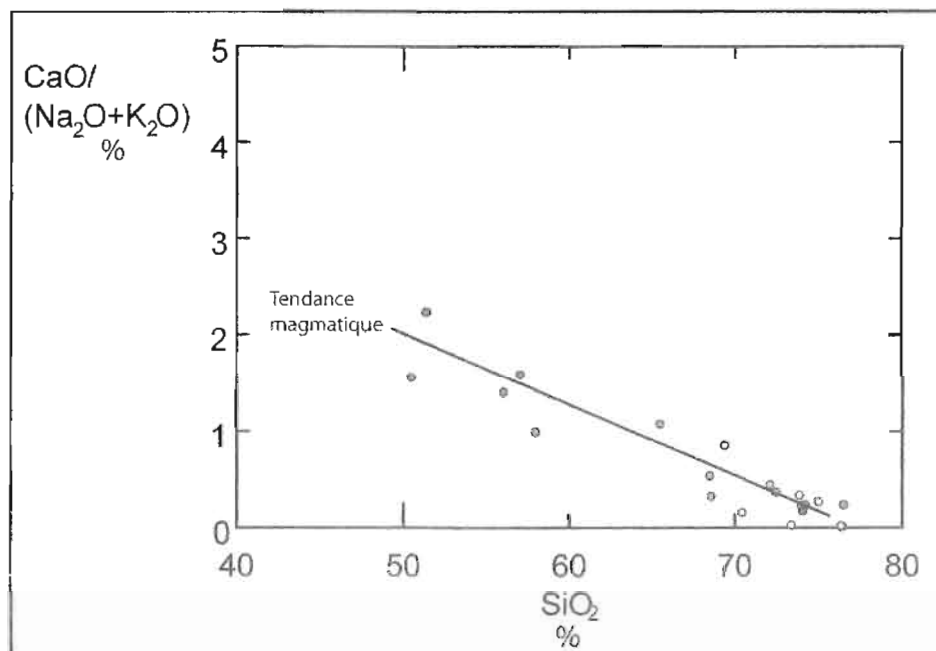


Figure 3.11 Diagramme SiO_2 vs $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Cercle rouge : tonalite, cercle bleu : diorite, cercle vert : granodiorite, cercle jaune : granophyre, cercle orange : QP.

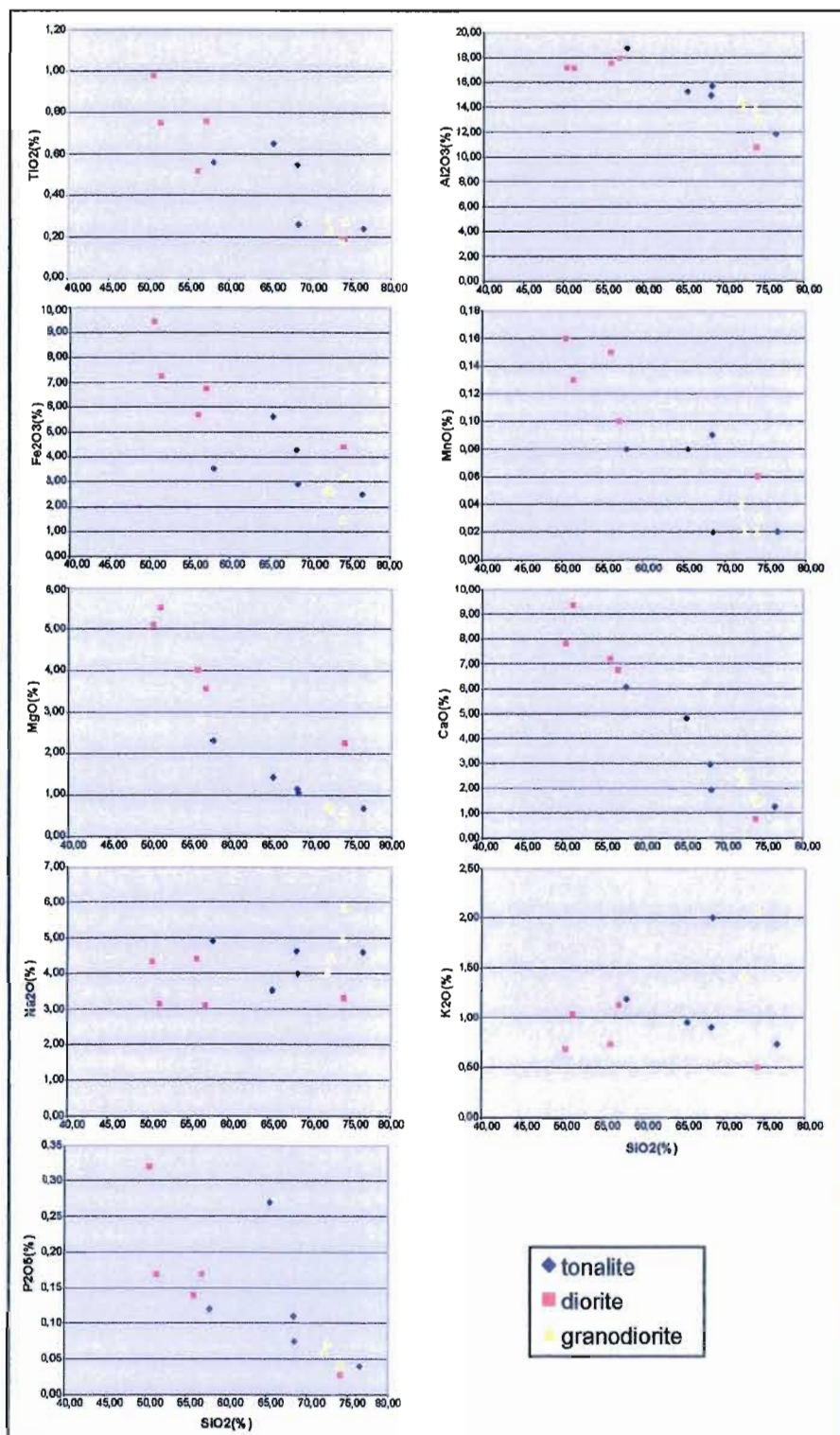


Figure 3.12 Diagrammes des éléments majeurs par rapport au SiO_2 pour les tonalites, diorites et granodiorites.

CHAPITRE IV

MÉTALLOGÉNIE DES DIFFÉRENTES LENTILLES

Ce chapitre est dédié à la description de la minéralisation de la propriété Lac Scott. Il commence avec la description et la localisation des échantillons récoltés sur le terrain. Le cœur du chapitre est la partie 4.2 où l'on retrouve la description des quatre lentilles de sulfures. Le chapitre se termine avec une comparaison des lentilles entre-elles.

4.1 Localisation des échantillons

Lors de l'été 2007, 26 échantillons ont été prélevés dans les quatre zones minéralisées de la propriété Lac Scott afin de pouvoir déterminer leurs caractéristiques distinctives. Cet échantillonnage permettra d'avoir des informations sur tous les types de minéralisation. Le tableau 4.1 présente les lentilles minéralisées avec leurs échantillons respectifs et leur provenance et la figure 4.1 montre la position des lentilles (projetées à la surface) dans la propriété. Une section longitudinale regardant vers le nord (figure 4.2) montre la position des échantillons dans les lentilles.

La majeure partie des échantillons a été prélevée dans les carottes de forage de l'ancienne compagnie Thundermin. Les forages échantillonnés dans cette carothèque ont été faits entre 1990 et 1991. Les autres échantillons proviennent de forages de la compagnie Ressources Cogitore Inc. datant de l'été 2006. Les carottes de forages des nouveaux comme des anciens forages sont entreposées et bien conservées dans la carothèque de Ressources Cogitore Inc. se trouvant au centre-ville de Chibougamau.

Les lentilles de sulfures massifs sont entourées de zones à veinules de sulfures (stringers). Certains échantillons proviennent de sulfures massifs tandis que d'autres ont été prélevés dans ces zones de veinules associées à chaque lentille. Leur position respective est donnée dans le tableau 4.1.

Emplacement	Échantillon	Forage	Profondeur	Position
Lentille Selco-Scott	G3	SL-90-30	135,69m	SM
	G4	SL-90-30	154,83m	SM
	G5	SL-90-34	332,22m	SM
	G6	SL-90-34	338,62m	SM
	G35	SL-90-35	220,97m	SM
	G36	SL-90-33	276,53m	SM
Lentille centrale	G14	SL-91-93	382,51m	SM
	G17	SL-91-94	405,36m	SM
	G18	SL-91-99	350,50m	SM
	G19	SL-91-99	359,04m	ZV
	G20	SL-91-99	331,30m	SM
	G21	SL-91-93	381,59m	SM
	G40	SC-15	365,0 m	SM
Lentille ouest	G34	SL-91-75	716,24m	SM
	G37	SL-91-83	650,72m	ZV
	G38	SL-91-83	665,04m	ZV
	G39	SL-91-83	679,67m	ZV
	G42	SL-91-85AW	885,40m	SM
	G43	SL-91-85A	1023,16m	ZV
	G44	SL-91-90	703,14m	ZV
	G49	SL-91-84	765,01m	ZV
Lentille 800	G55	SC-09	880 m	SM
	G56	SC-04W	866 m	SM
	G57	SC-06	638 m	SM
Extra	G30	SL-91-93	301,74m	Formation de Gilman
	G41	SC-15	371 m	Formation de Gilman

Tableau 4.1 : Provenance des échantillons de sulfures massifs. (SM : sulfures massifs; ZV : zone de veinules)

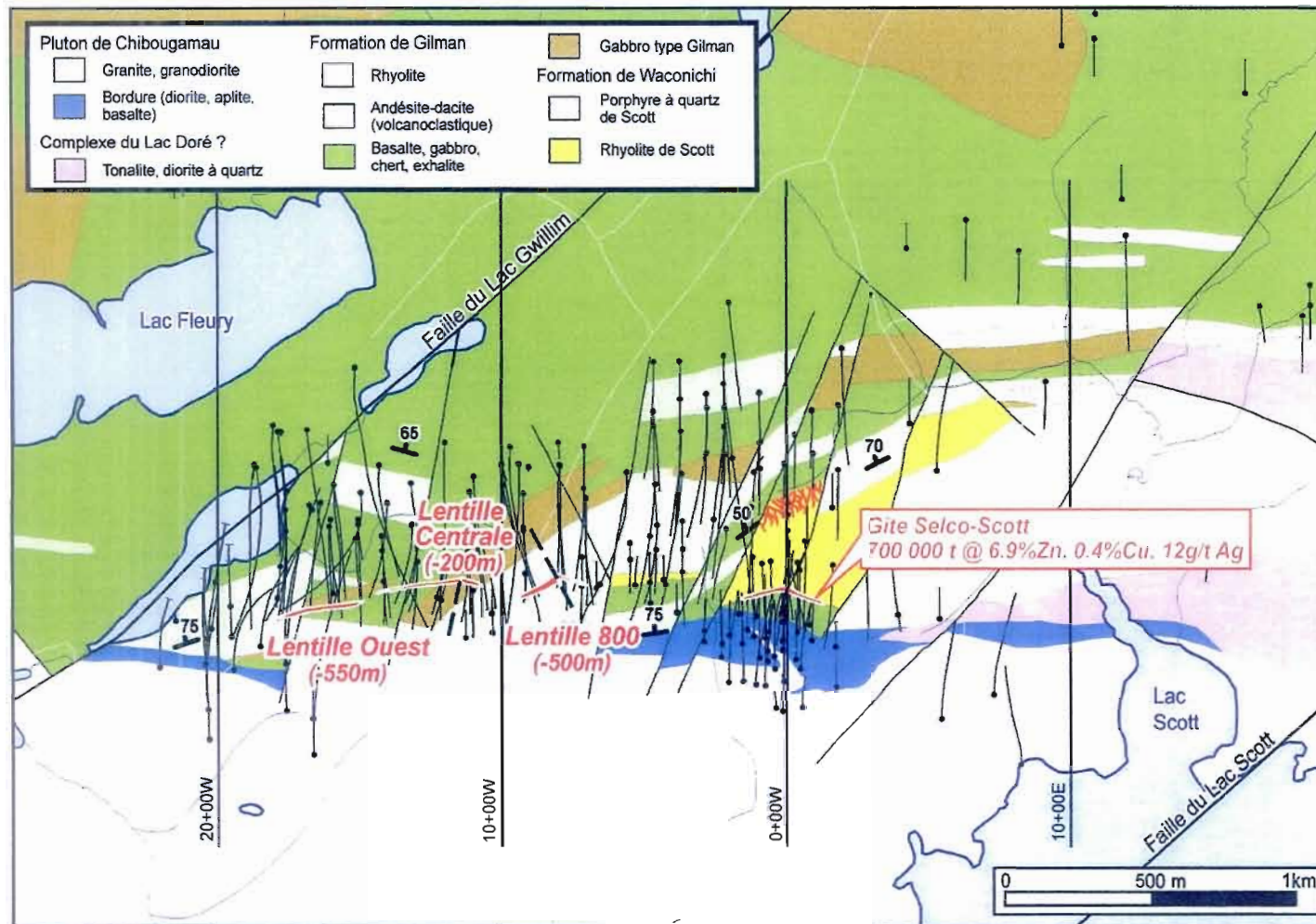


Figure 4.1 Localisation des lentilles projetées à la surface.

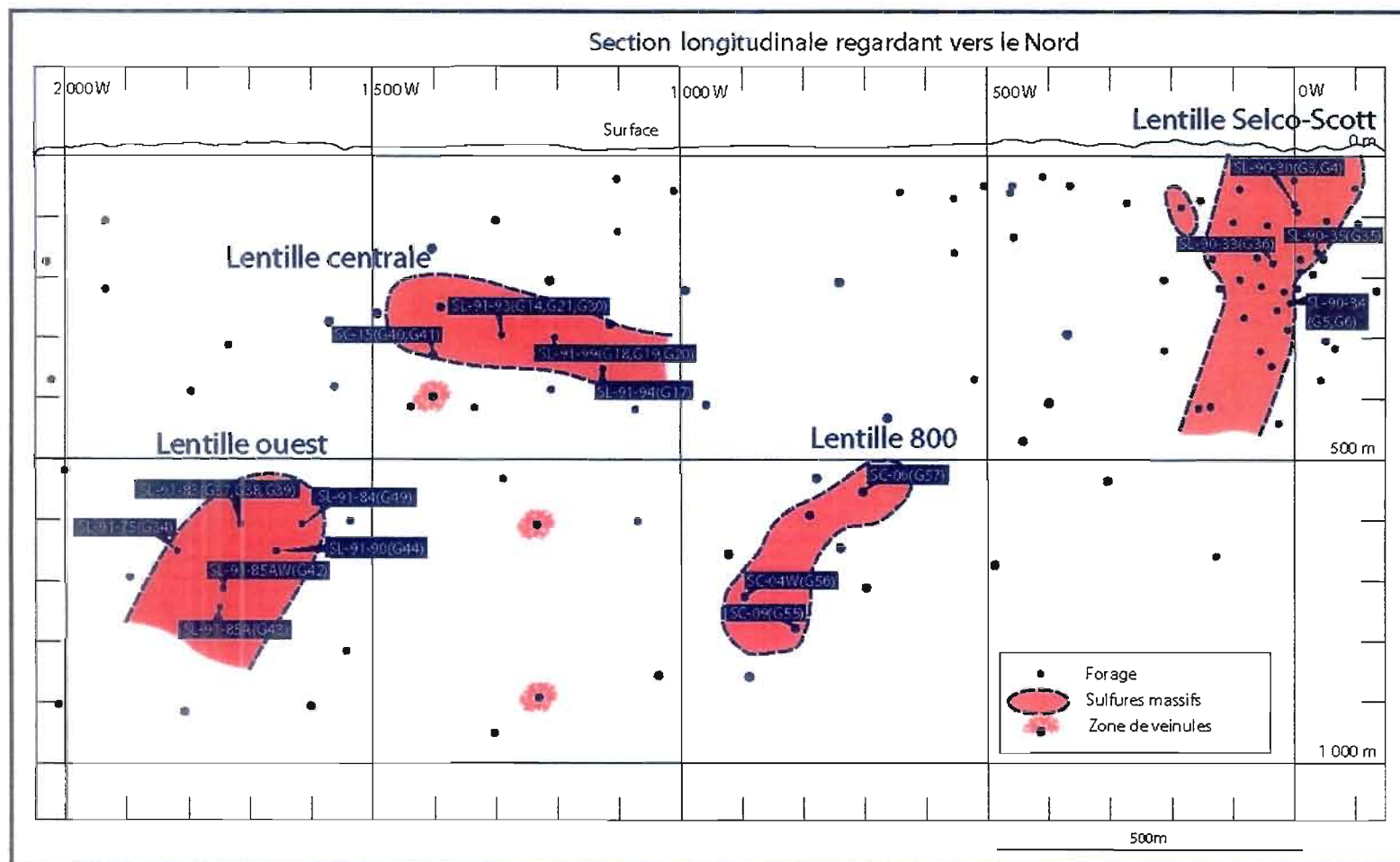


Figure 4.2 Section longitudinale regardant vers le nord montrant la disposition spatiale des différentes lentilles ainsi que la localisation des échantillons (modifiée de Ressources Cogitore Inc.).

4.2 Description des lentilles

La propriété contient le gîte de sulfures massifs volcanogènes de Selco-Scott et deux autres lentilles de sulfures découvertes par Thundermin : la lentille centrale à 1,2 km et la lentille ouest à 1,7 km à l'ouest. De plus, la campagne d'exploration de l'été 2006 de Ressources Cogitore Inc. a permis de faire la découverte d'une quatrième zone minéralisée à environ 700 mètres à l'ouest du gîte Selco-Scott. Les lentilles sont réparties sur deux horizons. Les lentilles Selco-Scott, 800 et ouest sont sur l'horizon Selco tandis que la lentille centrale est située sur l'horizon Nord.

Ce chapitre vise à faire la description détaillée des minéralisations de chaque lentille afin d'en faire la comparaison. L'emphase est mise sur la minéralogie, la compréhension de la position de la magnétite et sur la reconnaissance des textures de recristallisation à l'intérieur de chacune des lentilles.

Une étude métallogénique des sulfures de chacune de ces lentilles permet de distinguer les ressemblances et les différences dans la composition et le type de minéralisation de chacune d'elles. L'observation en carottes et en sections polies permet différentes observations complémentaires compte tenu du changement d'échelle.

4.2.1 Lentille Selco-Scott

Cette lentille est longue de 160 mètres, et a été reconnue jusqu'à une profondeur verticale de 400 mètres. Le dépôt n'est pas affleurant en surface. De nombreux forages ont démontré qu'il contenait environ 700 000t à 6,9% Zn, 0,4% Cu, 12,0g/t Ag et 0,1g/t Au. La minéralisation est stratiforme et contenue entre une séquence de roches felsiques métavolcaniques au sud et un horizon de porphyre à quartz au nord. Les volcanites, principalement la rhyolite, ont subi une altération hydrothermale très pervasive qui oblitère complètement (localement) les textures volcaniques primaires. Les deux principaux

minéraux d'altération sont la chlorite et la séricite. La zone minéralisée suit le contact irrégulier du pluton au sud (Saunders, 1978). La lentille de sulfures massifs a une polarité vers le nord et une orientation générale est-ouest avec un pendage vers le sud d'environ 70° jusqu'à 200 mètres où elle devient pratiquement verticale. Elle est limitée à l'est par une faille post-minéralisation, tandis qu'à l'ouest, d'autres lentilles ont été retrouvées. (Saunders, 1978; Saunders et Allard, 1990).

Les échantillons contiennent plus de 70% de sulfures. La lentille est principalement constituée de pyrite avec de la sphalérite, chalcoppyrite, magnétite et des traces de galène. La pyrite représente environ 50-80 % des minéraux opaques et se présente sous forme cubique et xénomorphe avec des contours très irréguliers contenant des inclusions d'autres minéraux, surtout de sphalérite et de chalcoppyrite (voir figure 4.3 A et B). La sphalérite et les minéraux de gangue représentent la matrice de la pyrite dans la plupart des cas, bien que la chalcoppyrite puisse aussi être localement en assez grande quantité pour être la matrice de la pyrite.

La sphalérite représente entre 10-20 % des sulfures. La sphalérite est dans la pyrite et en bande massive rouge foncé. Elle est communément xénomorphe, mais elle peut aussi montrer des contours polygonaux lorsqu'elle est entièrement entourée par d'autres grains de sphalérite (Saunders, 1978). Cette texture granulaire montre que la sphalérite a localement été recristallisée. La sphalérite contient des inclusions de chalcoppyrite qui peuvent être aléatoires à l'intérieur du grain ou sur leurs limites. Cette texture est la « chalcoppyrite disease » qui se forme lorsque le cuivre compris dans la sphalérite se sépare pour donner la chalcoppyrite (sections polies G4 et G6). Une explication plus détaillée de ce phénomène est donnée dans la section 4.3. Les sphalérites contenant la chalcoppyrite peuvent être elles-mêmes en inclusions dans un grain de pyrite poéiloblastique (voir figure 4.3 B). La chalcoppyrite représente en moyenne 2-5% des sulfures mais peut atteindre ponctuellement 25%.

La magnétite n'est pas présente dans tous les forages qui ont intercepté la lentille, mais elle peut constituer environ 10% de la minéralisation et peut aller jusqu'à 25%. Comme on le voit sur la figure 4.3 F, elle est de couleur gris-brun en section polie, et on peut la distinguer de la

sphalérite par sa surface rugueuse. Elle peut contenir des inclusions de chalcopyrite, de sphalérite et de pyrite. Des traces de pyrrhotite ont été détectées dans les sections polies de Saunders (1978) et dans celles récupérées en 2007. Celle-ci est associée à la pyrite. Finalement, des traces de galène ont été observées en inclusions dans la pyrite dans la section polie G3 (SL-90-30) seulement. Saunders, en 1978, n'avait pas fait la mention de ce minéral, mais note sa présence dans son article de 1990.

Bien que la plupart des sulfures de la lentille ne montrent plus de structures primaires, on peut remarquer localement des alternances de bandes riches en pyrite avec des bandes riches en sphalérite qui pourraient être les vestiges d'un litage primaire (figure 4.3D). On voit bien ces alternances dans la section polie G36, provenant du forage SL-90-33. La pyrite y est très fine ce qui montre qu'elle n'a pas été recristallisée et que ces bandes pourraient effectivement représenter un litage primaire.

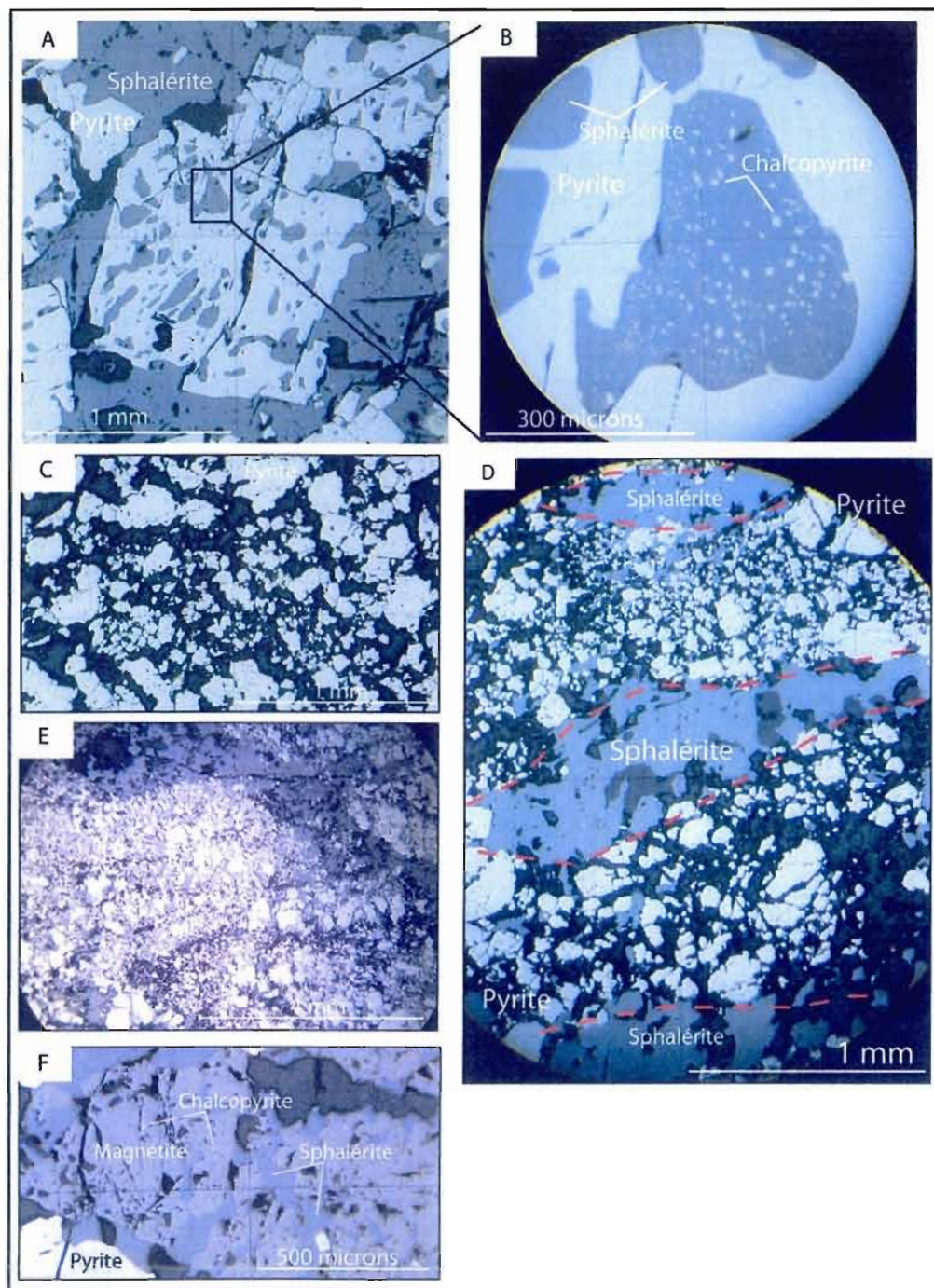


Figure 4.3 Minéralogie et textures dans la lentille Selco-Scott. A) Sphalérite dans une pyrite recristallisée. B) Petits grains de chalcopryite dans la sphalérite, elle-même dans la pyrite. C) Pyrite non recristallisée. D) Alternance de pyrite et sphalérite. E) Pyrite fine et recristallisée. F) Texture rugueuse de la magnétite.

4.2.2 Lentille 800

La lentille 800 a été découverte par Ressources Cogitore Inc. lors de la campagne de forages de l'été 2006. Elle se situe à environ 700 mètres à l'ouest de l'amas sulfuré de Selco-Scott entre 500 et 800 mètres de profondeur. La figure 4.4 montre l'intervalle minéralisé du forage SC-05. La pyrite représente près des deux tiers (55-75%) des sulfures présents dans cette lentille. Les minéraux qui suivent dans le pourcentage des minéraux métalliques sont la magnétite et la sphalérite qui représentent chacun de 5-20%. On retrouve environ de 1-5% de chalcoppyrite, mais jusqu'à 10% localement. On peut aussi trouver de la chalcoppyrite en « chalcoppyrite disease » en inclusions dans la pyrite comme vu dans les sections polies G55 (forage SC-09) et G56 (forage SC-04W). Les sections polies G55 et G65, provenant des forages SC-09 et SC-04W respectivement, montrent des traces de pyrrhotite (figure 4.5). Ces forages sont les plus profonds de la lentille 800 avec des minéralisations à plus de 850 mètres. Des traces de galène ont été observées au microscope électronique à balayage dans les sections polies G56 (forage SC-04W) et G57 (forage SC-06).

L'échantillon dont la provenance est la plus proche du pluton de Chibougamau (2 mètres), contient la plus grande quantité de magnétite (30%) des trois sections polies de cette zone minéralisée. D'une manière plus générale, les minéralisations contenues dans les forages SC-04W et SC-05 sont celles qui contiennent le plus de magnétite.

Dans le forage SC-04W, on observe la sphalérite et la chalcoppyrite dans les fractures de la pyrite et de la magnétite cassante. La sphalérite et la chalcoppyrite recoupent aussi bien la pyrite que la magnétite. Ce recoupement montre que la magnétite était présente lors de la déformation et donc qu'elle n'est pas tardive.

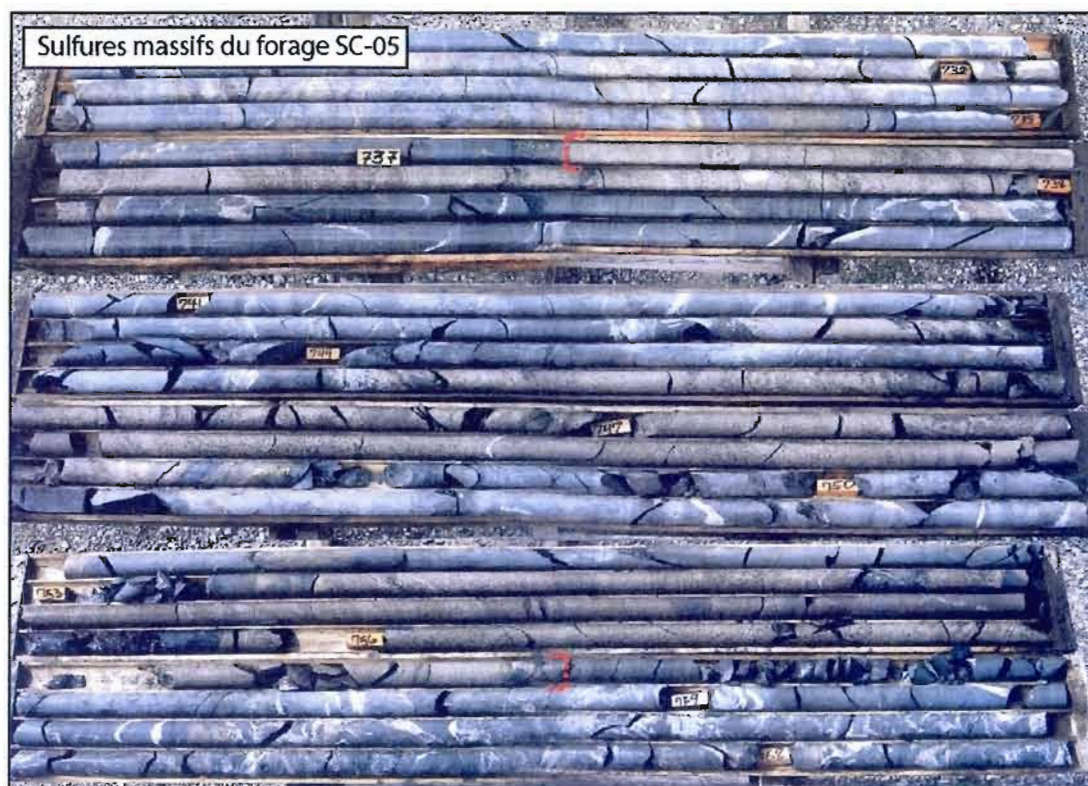


Figure 4.4 Intervalle minéralisé (735,68 m à 757,44 m) du forage SC-05.

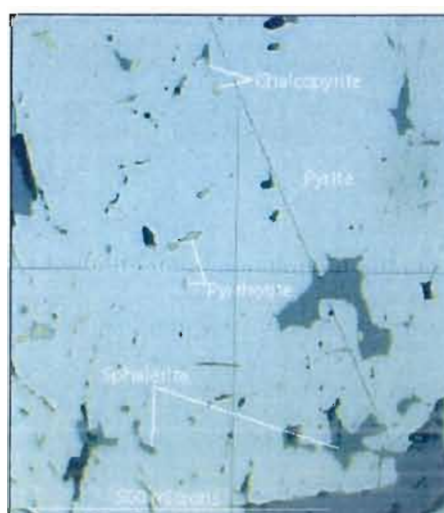


Figure 4.5 Présence de pyrrhotite dans le forage SC-09 (échantillon G55).

4.2.3 Lentille centrale

La lentille centrale est située à 1,2 km à l'ouest de la lentille Selco-Scott et les ressources inférées de cette lentille sont de 367 000 tonnes à 5,7% Zn, 0,8% Cu, 22 g/t Ag et 0,2g/t Au (archives privées de Ressources Cogitore Inc.). Cette zone minéralisée contient des parties massives et d'autres qui sont des zones de veinules de sulfures. La figure 4.6 montre les veinules minéralisées du forage SC-15 contenant de la sphalérite, de la pyrrhotite, de la pyrite et de la chalcoppyrite. Le minéral le plus abondant dans cette lentille est la pyrite qui forme de 50 à 80% des sulfures. La pyrite est souvent fracturée et montre une déformation cassante; aucun indice de déformation ductile n'a été détecté. Elle peut être autant xénomorphe qu'automorphe. La sphalérite est le deuxième sulfure en importance dans cette lentille avec un pourcentage entre 2 et 15%. La magnétite et la pyrrhotite sont en quantité semblable, soit respectivement 1-10% et 1-8%; cependant la pyrrhotite peut être localement beaucoup plus importante que la magnétite, allant jusqu'à 50%. Les descriptions de forages précisent de la pyrrhotite non-magnétique à certains endroits, dont dans le forage SC-15. La magnétite est localement observée en porphyroblastes qui peuvent mesurer plus de 1mm. Dans la section polie G40, on peut voir de la magnétite montrant des contacts à 120 degrés (texture granulaire) comme le montre la figure 4.7. Elle peut contenir des inclusions d'autres minéraux, principalement de la chalcoppyrite (figure 4.7 B), mais elle peut aussi être très uniforme comme celle de la figure 4.7 A.

Une forte association entre la sphalérite et la magnétite a été observée. En effet, lorsque présentes dans un même intervalle minéralisé, elles sont généralement en contact. Il y a même des échantillons où l'on voit des bandes de sphalérite-magnétite, comme par exemple dans la section polie G14 (forage SL-91-93) où ces bandes pourraient être un litage primaire de sphalérite-magnétite.

Le minéral le moins abondant est la chalcoppyrite qui ne représente que 1-5% (localement 15%) des sulfures présents dans cette zone minéralisée. Cette lentille montre aussi localement des traces de « chalcoppyrite disease » dans les sections polies G17 (forage SL-91-

94) et G18 (forage SL-91-99). On a pu observer de la galène dans une seule section polie (G21), où elle apparaît en traces seulement.



Figure 4.6 Intervalle de veinules minéralisées du forage SC-15 à environ 450m.

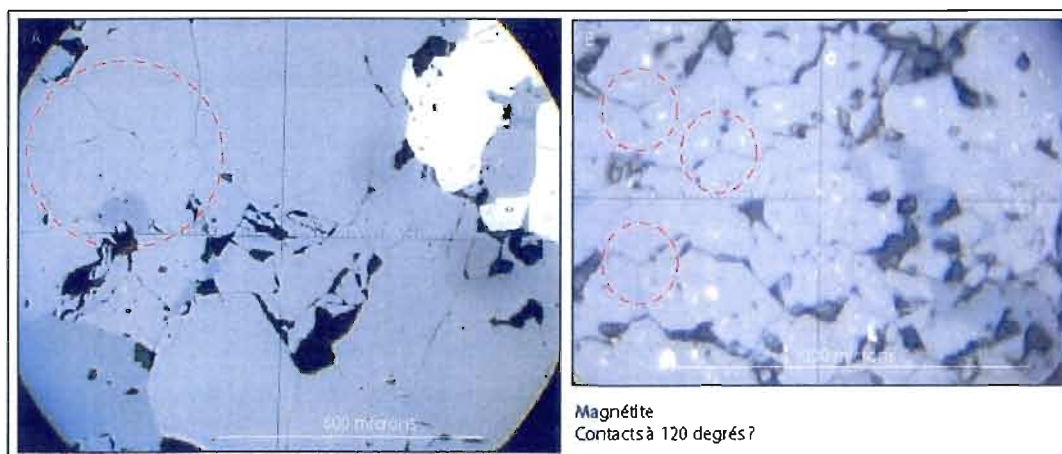


Figure 4.7 Contacts à 120 degrés de la magnétite de la section polie G40 du forage SC-15.

4.2.4 Lentille ouest

Cette lentille est à 500 mètres à l'ouest de la lentille centrale et les ressources inférées de cette zone minéralisée sont de 1 017 000 tonnes à 6,9% Zn, 0,5% Cu et 14g/t Ag (archives privées de Ressources Cogitore Inc.). La figure 4.8 montre deux exemples de sulfures massifs provenant de la lentille ouest, le forage SL-91-84 et SL-91-85AW. Comme dans toutes les lentilles, la pyrite est le minéral prédominant, mais elle est tout de même moins importante que dans les autres zones minéralisées avec un pourcentage de 30-60%. Elle peut être xénomorphe ou automorphe avec des inclusions de sphalérite comme sur la figure 4.9A. Il semble que la pyrite automorphe se forme après la sphalérite et qu'elle l'englobe.

De plus, contrairement aux trois autres amas sulfurés, la pyrrhotite prend une place plus importante dans le pourcentage des minéraux. En effet, elle représente de 15-35% des sulfures présents. La pyrrhotite montre localement des contacts à 120° dans les sections polies G37 (forage SL-91-83) et G44 (forage SL-91-90) (figure 4.9D) et peut être localement en exsolutions dans les joints des grains de sphalérite. La sphalérite est toujours dans les mêmes pourcentages, soit entre 5-15%, mais peut atteindre localement 40% dans les zones de veinules. On observe localement des contacts de sphalérite recristallisés (figure 4.9 B et C). La chalcopryrite est plus abondante dans cette lentille avec un pourcentage entre 5-10% et elle est, soit massive ou en inclusions entre les grains de sphalérite, ce qui montre que la sphalérite est probablement recristallisée (figure 4.9 E).

La magnétite est faiblement représentée avec généralement seulement 1% des minéraux métalliques. Cependant elle peut s'élever jusqu'à 10% localement. La galène est aussi présente en traces dans cette lentille. Elle peut être observée dans la section polie G34 (forage SL-91-75) où elle atteint presque 1% des zones à sulfures.

La pyrite, la pyrrhotite et la sphalérite montrent des contacts à 120° dans les zones de stockwerk dépourvues de magnétite. La magnétite est en porphyroblastes dans le seul forage où elle est présente. Cette lentille a sans doute été métamorphisée plus que les autres car elle

est contient plusieurs zones où l'on observe des contacts à 120° , des inclusions de chalcopryrite et de pyrrhotite aux jonctions des grains de sphalérite et des porphyroblastes de magnétite. On retrouve aussi des porphyroblastes de magnétite dans la lentille centrale, mais on n'y retrouve pas autant de minéraux montrant des contacts à 120° et des inclusions aux jonctions des grains.



Figure 4.8 Sulfures massifs de la lentille ouest. A) Sulfures massifs provenant du forage SL-91-84 B) Sulfures massifs provenant du forage SL-91-85AW.

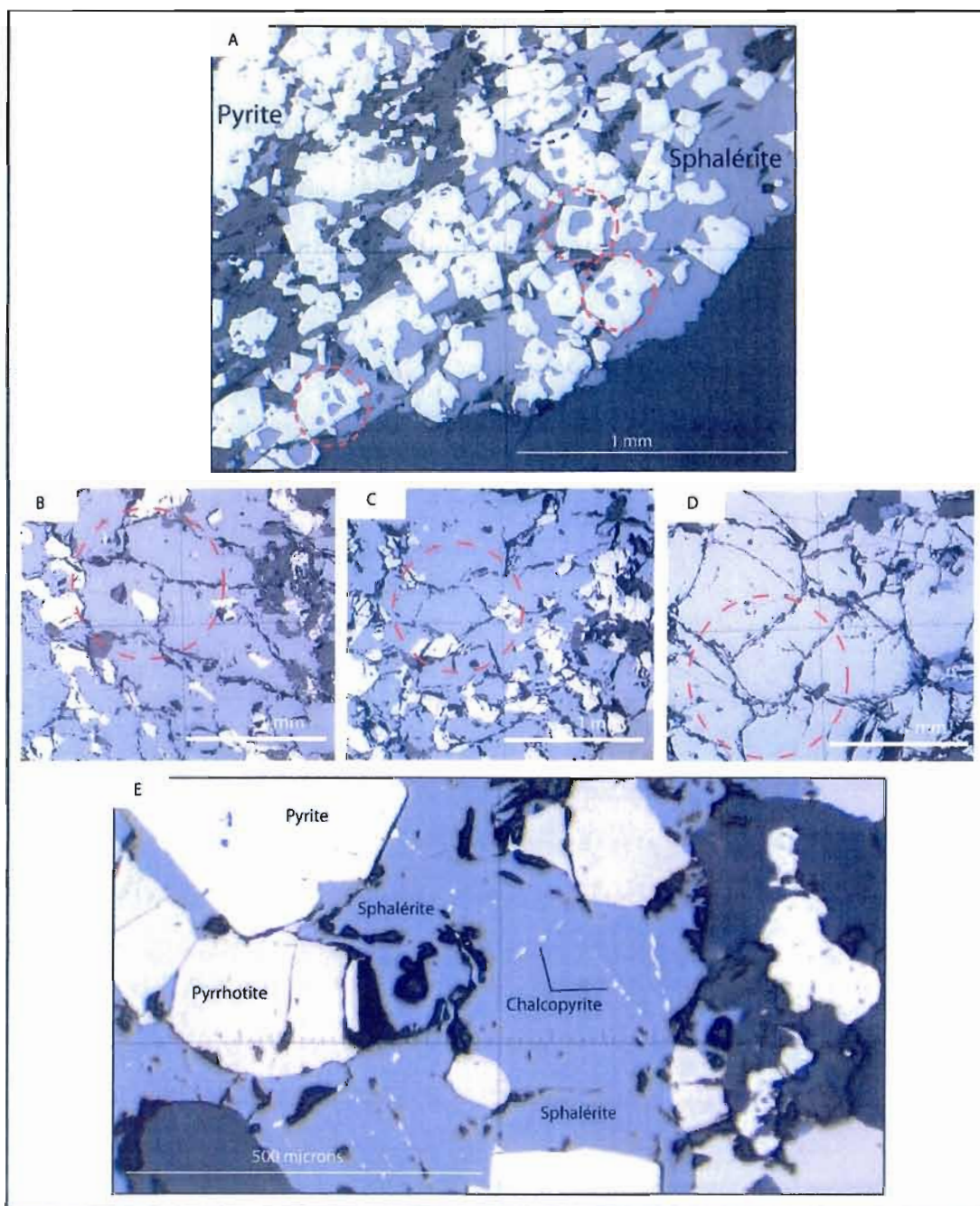


Figure 4.9 Minéralogie et texture dans la lentille ouest. A) Pyrite po ciblastique automorphe   xénomorphe contenant des inclusions de sphalérite (Section polie G42 du forage SL-90-85AW); B) Contacts à 120  dans la sphalérite; C) Contacts à 120  dans la sphalérite avec inclusions de chalcopyrite; D) Contacts à 120  dans la pyrrhotite; E) Inclusions de chalcopyrite aux contacts des grains de sphalérite (G44 du forage SL-91-90).

4.3 Comparaison des lentilles

La principale différence entre les lentilles est le pourcentage des différents minéraux. En effet, les amas sulfurés sont composés grossièrement des mêmes minéraux soit la pyrite, la sphalérite, la magnétite, la pyrrhotite et la chalcoppyrite, cependant les pourcentages de ces minéraux peuvent varier beaucoup d'une lentille à l'autre. La pyrite reste le minéral le plus présent dans toutes les lentilles, allant de 55 à 75%. La sphalérite est le minéral économique le plus abondant des zones minéralisées, se situant entre 10-15%. La chalcoppyrite est aussi un minéral dont le pourcentage reste stable à travers les différents amas et qui représente environ de 5-10% des minéraux métalliques. Deux minéraux présentent de grandes variations de pourcentage, la magnétite et la pyrrhotite. En effet, leur distribution est variable passant de 2-10% pour la magnétite et de 1-25% pour la pyrrhotite. Contrairement à celles de Saunders (1978), nos observations ont aussi pu démontrer que l'on observe de la pyrrhotite dans toutes les zones minéralisées même si les quantités sont très variables. Les sections polies des quatre lentilles ont été vérifiées au MEB et aucun autre minéral accessoire n'a été trouvé.

La figure 4.10 compare les pourcentages de sulfures des quatre lentilles. On peut y noter que les lentilles les plus à l'ouest, c'est-à-dire les lentilles centrale et ouest, sont celles qui contiennent le plus de pyrrhotite et que les lentilles du centre (centrale et 800) sont les plus riches en magnétite. De plus, la lentille 800 est la plus riche en magnétite et la plus pauvre en pyrrhotite. Pour ce qui est de la galène il n'y a pas de grande variation. On la retrouve dans les assemblages minéralogiques des quatre lentilles, mais en faible quantité.

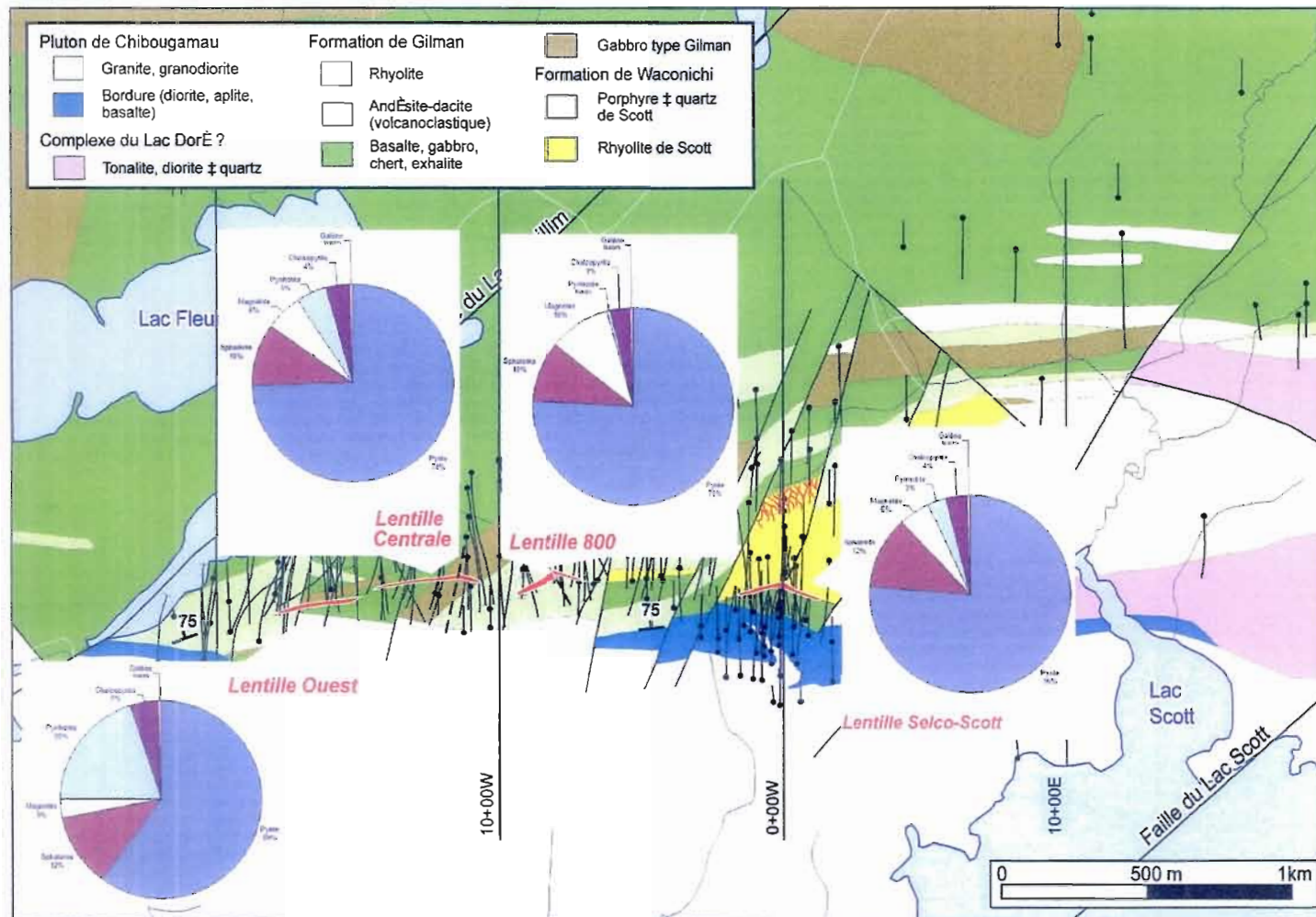


Figure 4.10 Distribution minéralogique de chacune des lentilles

La magnétite est absente de toutes les zones à « stringers »; en effet, celle-ci est seulement observée lorsque l'on est dans les zones de sulfures massifs. À l'opposé, la pyrrhotite, dans les lentilles centrale et ouest, est beaucoup plus importante dans les zones de stockwerk que dans les zones de sulfures massifs. Les lentilles ouest et centrale sont formées de plus de zones de stockwerk en filonnet, et donc de plus de pyrrhotite que les deux autres zones minéralisées. En contraste, les zones minéralisées Selco-Scott et 800 sont formées principalement de sulfures massifs et ont des pourcentages de magnétite plus élevés. Bien qu'on trouve à l'occasion de la pyrrhotite avec de la magnétite, ces deux minéraux sont rarement associés.

Comme on peut le voir sur le graphique de la figure 4.11, il ne semble pas y avoir de lien entre la présence de magnétite et la distance au pluton de Chibougamau. En effet, les échantillons qui étaient situés très près du pluton ne montrent pas systématiquement d'enrichissement en magnétite. Si c'était de la magnétite secondaire due au pluton de Chibougamau, la magnétite devrait être plus abondante dans les parties inférieures, celles plus proche du pluton. Cette observation est en contraste avec les conclusions de Saunders et Allard (1990).

La texture de « chalcopyrite disease » est associée à un phénomène d'exsolution où un cristal homogène passe à un assemblage hétérogène polyminéral lors du refroidissement. Des études expérimentales ont démontrées que la chalcopyrite ne peut pas se dissoudre en quantité suffisante pour permettre de former cette texture à des températures inférieures à 500°C (Hutchison et Scott 1981). Saunders (1978) notait que les deux lentilles à l'ouest du dépôt de Scott ne montraient aucune trace d'exolutions de chalcopyrite dans la sphalérite, indiquant que les deux zones de minéralisation n'avaient pas atteint la température nécessaire pour causer le mélange de la chalcopyrite et la sphalérite. Avec les nouvelles sections polies recueillies à l'été 2007, on a pu constater que la « chalcopyrite disease » est non seulement présente dans les lentilles centrale et ouest, mais aussi dans la zone minéralisée 800. Comme on a pu le voir dans la photo 4.9 E, les grains de chalcopyrite dans la sphalérite sont fins et alignés le long des bordures de grains. Selon Brown et al. (1978), l'origine exsolvative de la

chalcopryrite est soutenue par la taille réduite de ces grains et par leur distribution le long des bordures de grains et des mâcles de recristallisation. L'exsolution de la chalcopryrite peut se produire pendant un épisode de métamorphisme (Craig et Vaughan, 1981).

Le métamorphisme de température a généralement pour effet d'augmenter la grosseur des grains et d'engendrer le développement de jonctions triples à 120° entre les grains du même minéral, ce qu'on appelle la texture granulaire. Celle-ci peut être attribuable à un lent refroidissement suivant la précipitation de cristaux ou à une lente augmentation de la température durant le métamorphisme (Craig et Vaughan, 1981). La recristallisation minimise l'énergie en diminuant la surface occupée par les grains et la tension entre ceux-ci. Les petits grains sont résorbés au profit des grains grossiers lors du recuit et les contacts entre grains tendent à former des jonctions triples où les angles sont d'environ 120° . Cette texture est souvent associée au métamorphisme, mais elle peut aussi être le résultat d'un passage local de fluides hydrothermaux ou alors le long de dykes amenant des températures plus élevées. Lors de la recristallisation, les autres minéraux présents en moins grande quantité seront résorbés au profit des grains grossiers et seront piégés en grains de forme lenticulaire aux anciennes limites de grains (Craig et Vaughan, 1981).

La pyrite tend à recristalliser en porphyroblastes cubiques automorphes, alors que la chalcopryrite, la pyrrhotite et la sphalérite tendent à développer des grains xénomorphes. À des taux modérés à élevés de métamorphisme, la pyrite commence à perdre du soufre pour former de la pyrrhotite. De plus la pyrite et la pyrrhotite peuvent subir de l'oxydation pour se convertir en magnétite (Craig et Vaughan, 1994). Dans notre cas, on observe généralement la magnétite avec la sphalérite, et aucune figure de remplacement de la pyrite ou de la pyrrhotite n'a été observée.

Le dynamo-métamorphisme peut aussi amener des effets macroscopiques comme une schistosité, des plis, du boudinage et de la bréchification. Ces mêmes phénomènes se produisent microscopiquement, mais d'autres s'ajoutent. On peut voir par exemple la pyrite

ou la magnétite fracturées avec des minéraux plus ductiles, comme la galène, la chalcopryrite, la pyrrhotite et la sphalérite dans les espaces de basses pressions (Craig et Vaughan, 1994).

À la propriété Lac Scott, on n'observe pas de pli, ni de boudinage dans les minéralisations, mais la pyrite et la magnétite sont fracturées avec les minéraux ductiles (sphalérite, chalcopryrite, galène) dans les fractures.

Il semble y avoir une association entre la sphalérite et la pyrrhotite, principalement dans la lentille ouest où on retrouve plus de zones de veinules. Ces deux minéraux ne sont généralement pas associés, la pyrrhotite étant généralement retrouvée près du centre et la sphalérite plus en périphérie (figure 4.12). La pyrrhotite et la magnétite sont les minéraux métalliques que l'on retrouve le plus près de la zone de stockwerk car ils sont ceux qui précipitent en premier avec le changement de température (Lydon, 1984). Les lentilles Selco-Scott et 800 sont celles qui sont constituées majoritairement de sulfures massifs tandis que les lentilles centrale et ouest contiennent plusieurs zones à filonnets. De plus, ces dernières sont celles qui contiennent le moins de sphalérite.

Les compositions minéralogiques et le type de minéralisation des différentes lentilles tendent à montrer une augmentation de températures des fluides hydrothermaux originaux vers les lentilles centrale et ouest. Les textures de recristallisation des minéraux des amas prouvent l'influence du pluton de Chibougamau dans leur évolution.

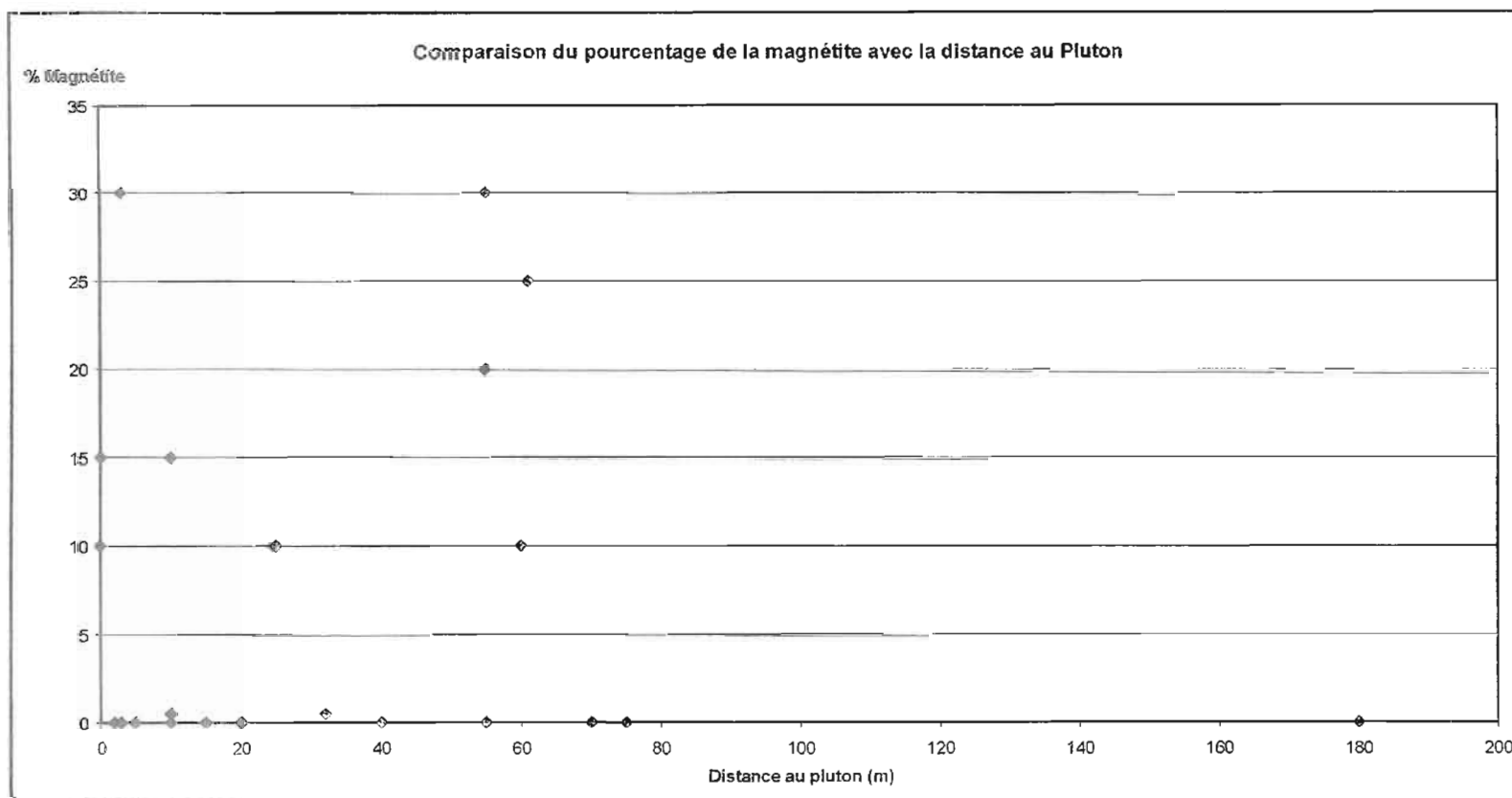


Figure 4.11 Graphique montrant le pourcentage en magnétite des échantillons par rapport à la distance au pluton de Chibougamau.

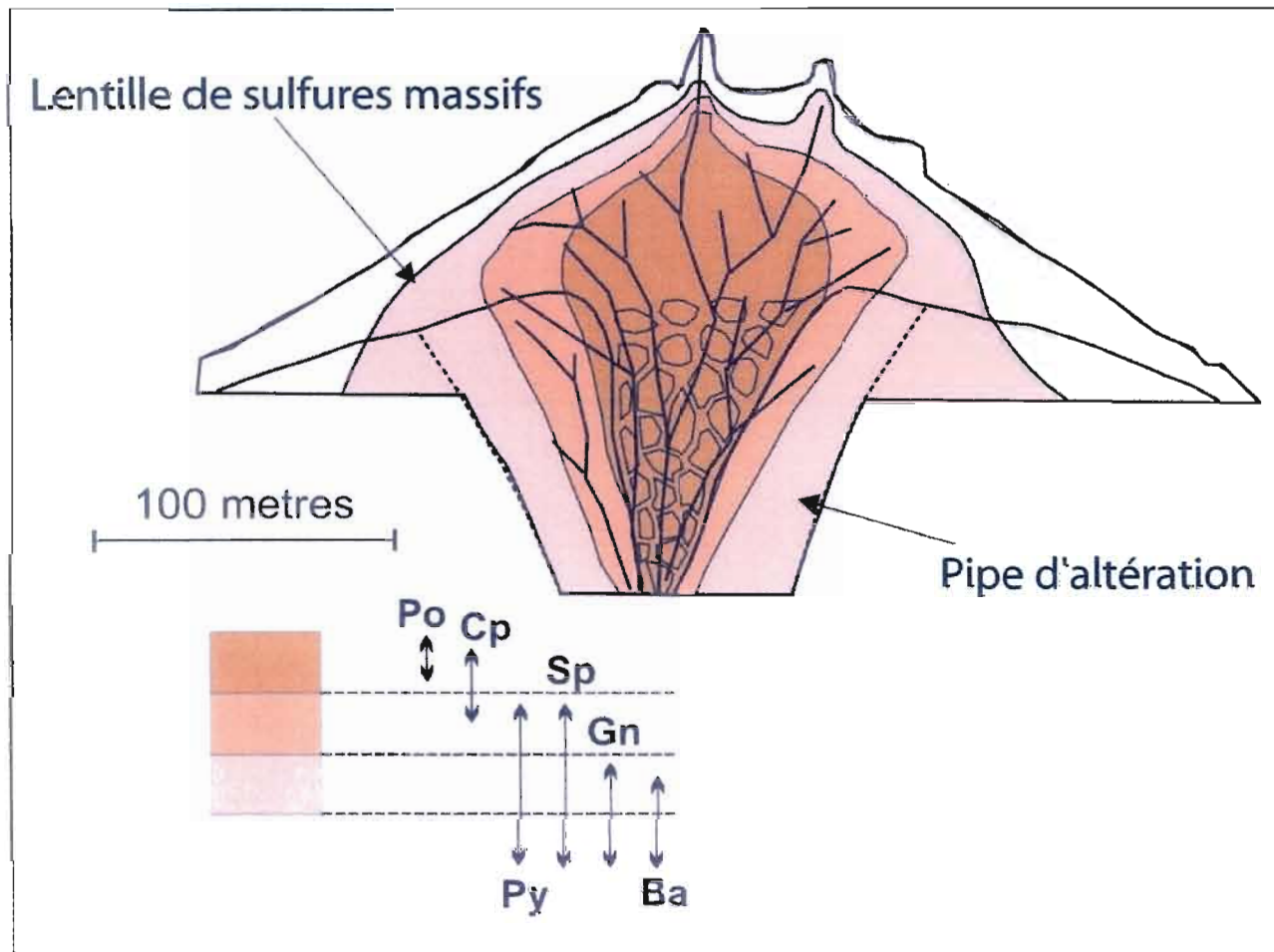


Figure 4.12 Zonation métallogénique d'un amas sulfuré volcanogène. (Lydon, 1984)

CHAPITRE V

ÉTUDE DES ÉLÉMENTS TRACES ET DES ISOTOPES DE SOUFRE DE LA MINÉRALISATION

Le présent chapitre comprend trois parties. La première est la description de la méthode et des résultats de l'analyse des éléments traces dans les sphalérites. Cette section comprend aussi l'utilisation du géobaromètre de la sphalérite. La deuxième partie détaille la méthodologie et les résultats de l'analyse des isotopes de soufre dans les sulfures des différentes lentilles. La troisième et dernière section compare les résultats des analyses des sphalérites avec ceux des isotopes de soufre.

5.1 Analyse des éléments traces dans les sphalérites

5.1.1 Méthodologie

Les analyses des sphalérites ont eu lieu au laboratoire de microanalyse de l'Université Laval à Québec à l'aide de la microsonde électronique CAMECA SX-100 avec un voltage de 15,0 kV et un courant de 20,0 nA. On a utilisé cinq spectromètres pour analyser la sphalérite pour les éléments suivants; fer, soufre, zinc, cuivre, argent, sélénium, manganèse et cadmium. 44 analyses ont été réalisées dans 10 sections polies sur les 26 sections polies étudiées pour le projet. Le tableau 5.1 montre les échantillons analysés et leur lentille d'origine, tandis que la figure 5.1 montre leur emplacement à l'intérieur de chaque zone minéralisée. Les analyses ont été faites autant dans les sulfures massifs que dans les zones de veinules pour vérifier si des différences de composition de sphalérite pouvaient être mises en évidence. Le choix des grains à analyser est très important, en effet la qualité de l'interprétation en dépendra. Il faut avoir un grain de

sphalérite en contact à la fois avec de la pyrite et de la pyrrhotite et dépourvu d'inclusions de chalcopryrite. Ces grains de sphalérites sont ceux qui ont le plus de chance d'avoir gardé les conditions de pression-température à l'équilibre (Hutchison et Scott, 1981). Ces conditions sont rarement rencontrées alors il faut une attention particulière lors du choix des grains pour l'analyse.

Lentille	Échantillons	Nombre d'analyses
Selco-Scott	G5	5
	G6	4
800	G55	5
	G56	5
Centrale	G18	4
	G19	4
	G40	4
Ouest	G34	4
	G39	4
	G43	5

Tableau 5.1 Échantillons analysés pour la composition des sphalérites.

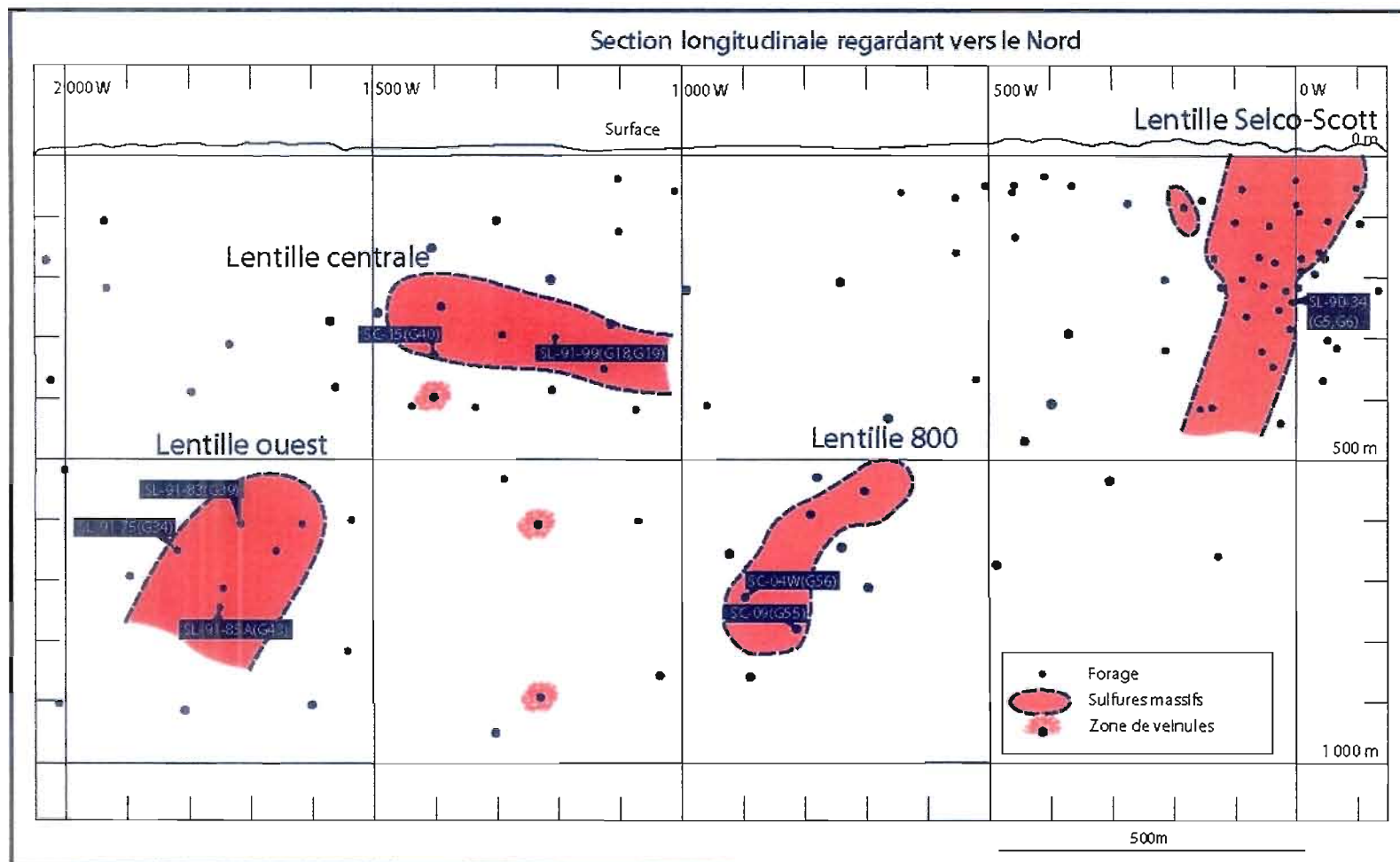


Figure 5.1 Section longitudinale montrant l'emplacement des échantillons utilisés pour l'analyse des sphalérites (modifiée de Ressources Cogitore Inc.).

5.1.2 Résultats des analyses

Les tableaux 5.2, 5.3, 5.4 et 5.5 montrent les résultats, en % poids des éléments analysés pour chaque sphalérite dans les quatre lentilles. On remarque que les teneurs en fer des sphalérites sont constantes à l'intérieur de chacune des lentilles. Elles donnent des moyennes de 6,22% et 6,61% pour les lentilles centrale et ouest respectivement, tandis que les lentilles Selco-Scott et 800 donnent des valeurs de fer beaucoup plus faibles, soit 2,83% et 0,83% respectivement. Pour ce qui est de mol% FeS, obtenu en divisant la quantité de fer sur la quantité de matière totale, les valeurs moyennes sont 5,0%, 4,40%, 10,94 % et 11,56% pour les lentilles d'est en ouest. Par remplacement stœchiométrique, les sphalérites ayant un %mol FeS anormalement bas (égal ou plus petit que 1%) sont celles qui sont les plus riches en zinc.

Les pourcentages de fer dans les sphalérites sont en relation avec la couleur du minéral. En effet, après avoir fait l'observation de la sphalérite dans les carottes de forages on remarque que les lentilles Selco-Scott et 800 contiennent des sphalérites pauvres en fer de couleur plus pâle, brune mielleuse à grise pâle, tandis que les sphalérites plus riches en fer des lentilles ouest et centrale ont des couleurs plus foncées, passant de bourgogne à rouge-brun à brun foncé (voir photos 5.2 et 5.3).

Le manganèse a des teneurs plus élevées dans les sphalérites des lentilles centrale et ouest. En effet, les teneurs en % poids de ces deux lentilles se situent entre 0,009 et 0,26% Mn, tandis que celles des lentilles Selco-Scott et 800 sont inférieures à 0,03% Mn. La teneur en cadmium des quatre lentilles sont sensiblement les mêmes c'est-à-dire des moyennes par lentilles entre 0,14 et 0,17% Cd. Les concentrations de sélénium des 4 zones ne montrent pas de grandes variations non plus. 63% des analyses ne contiennent pas de Se; les moyennes varient entre 0,003 et 0,006% Se.

Le contenu en argent dans la sphalérite montre aussi une grande stabilité à travers les zones minéralisées, en effet les moyennes sont entre 100 et 300 ppm, la plus enrichie étant la zone

800 avec une moyenne de 260 ppm. Les analyses de sphalérites faites dans les zones de veinules ne montrent pas de différences marquantes avec celles faites dans les zones de sulfures massifs et donc cet aspect ne sera pas approfondi davantage.



Figure 5.2 Sphalérite bourgogne vue dans le forage SC-15 de la lentille centrale.

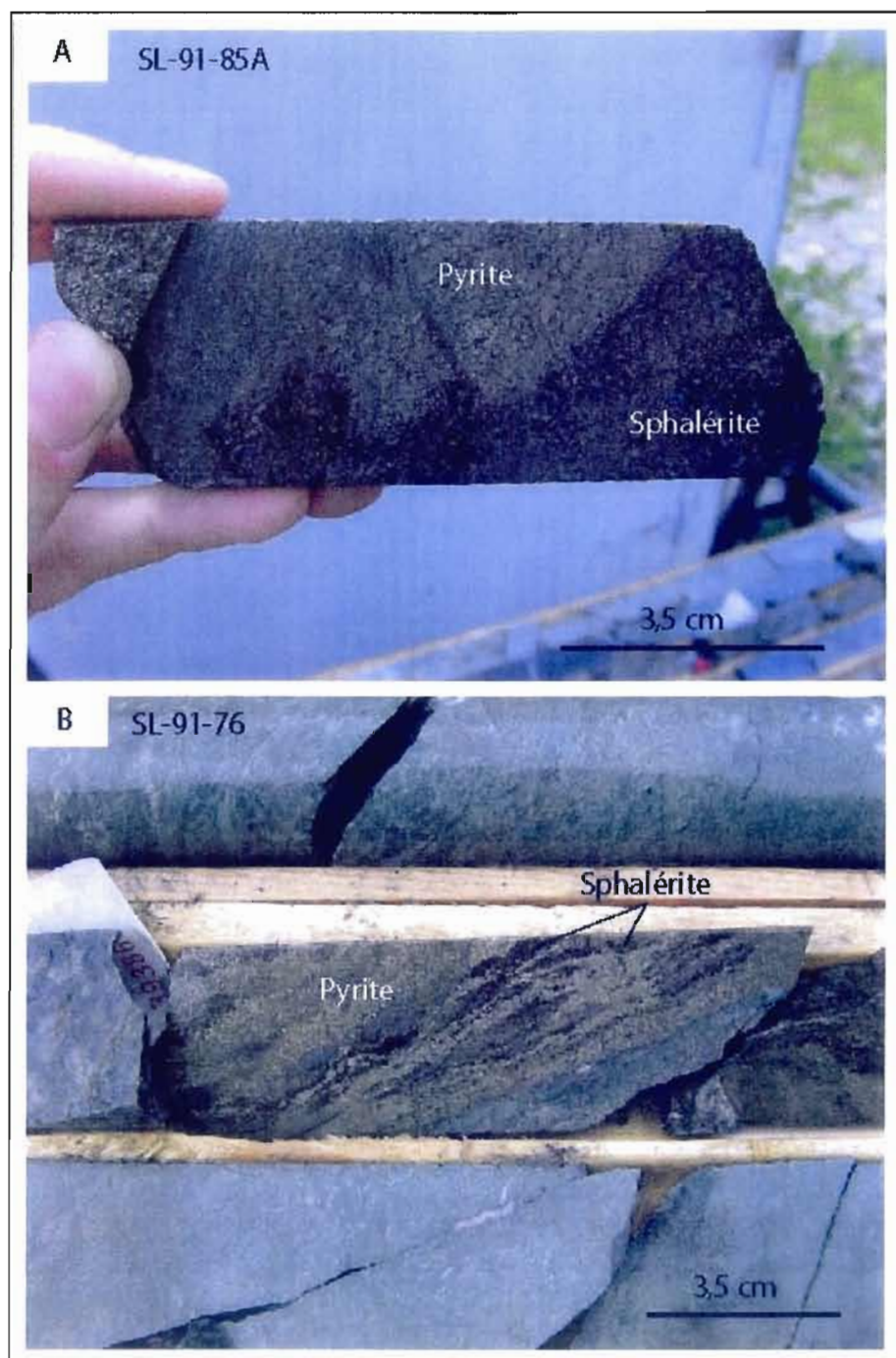


Figure 5.3 Sphalérite rouge-brun à brun foncé de la lentille ouest
A) Dans le forage SL-91-85A B) Dans la zone de veinules du forage SL-91-76.

	Lentille Selco-Scott								
	Section polie G5					Section polie G6			
	1		2			1		2	
	a	b	a	b	c	a	b	a	b
%Fe	2,56	1,95	1,84	3,021	2,98	3,13	2,35	2,24	5,43
%Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,001	0,00	0,00	0,01	0,00
%Zn	62,89	63,52	63,94	62,81	61,66	63,08	63,63	64,15	58,13
%Cu	0,00	0,003	0,00	0,00	0,089	0,02	0,23	0,14	1,87
%S	32,96	32,49	32,469	32,3	32,26	32,59	32,51	32,58	32,57
%Ag	0,03	0,003	0,026	0,017	0,012	0,0	0,0	0,01	0,00
%Cd	0,174	0,178	0,148	0,143	0,195	0,19	0,13	0,155	0,2
%Se	0,00	0,00	0,007	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
%Total	98,62	98,14	98,43	98,3	97,19	99,01	98,88	99,28	98,2
%mol FeS	4,50	3,45	3,25	5,35	5,32	5,50	4,14	3,93	9,56

Tableau 5.2 Résultats des analyses des éléments traces dans les sphalérites de la lentille Selco-Scott.

Lentille 800										
	Section polie G55					Section polie G56				
	1			2		1		2		
	a	b	c	a	b	a	b	a	b	c
%Fe	0,553	0,64	0,949	0,584	2,22	0,366	0,547	0,228	0,242	1,94
%Mn	0,00	0,00	0,00	0,003	0,00	0,00	0,00	0,032	0,00	0,00
%Zn	65,77	65,49	65,28	66,21	63,25	66,59	65,257	65,796	66,113	63,43
%Cu	0,095	0,00	0,00	0,00	0,00	0,003	0,144	0,00	0,00	0,394
%S	32,41	32,558	32,547	32,34	32,51	32,5	32,35	33,05	32,996	32,71
%Ag	0,033	0,037	0,00	0,016	0,031	0,029	0,048	0,041	0,02	0,002
%Cd	0,179	0,179	0,176	0,206	0,158	0,126	0,147	0,17	0,214	0,157
%Se	0,00	0,03	0,009	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
%Total	99,04	98,94	98,96	99,36	98,167	99,62	98,5	99,32	99,59	98,64
%mol FeS	0,975	1,128	1,672	1,028	3,93	0,642	0,97	0,4	0,423	3,43

Tableau 5.3 Résultats des analyses des éléments traces dans les sphalérites de la lentille 800.

	Lentille Centrale											
	Section polie G18				Section polie G19				Section polie G40			
	1		2		1		2		1		2	
	a	b	a	b	a	b	a	b	c	d	a	b
%Fe	7,38	6,54	5,92	5,91	7,14	7,08	6,26	6,28	5,71	5,4	5,7	5,35
%Mn	0,021	0,02	0,04	0,039	0,019	0,054	0,05	0,047	0,051	0,031	0,052	0,022
%Zn	57,736	59,474	60,43	60,197	58,31	59,01	58,64	59,158	60,42	60,71	59,32	60,53
%Cu	0,06	0,056	0,189	0,00	0,073	0,096	0,00	0,066	0,159	0,076	0,003	0,013
%S	32,52	33,108	32,44	32,54	32,69	32,53	32,65	32,58	32,19	31,85	32,33	31,999
%Ag	0,00	0,016	0,006	0,021	0,01	0,001	0,017	0,00	0,01	0,024	0,00	0,02
%Cd	0,136	0,127	0,186	0,17	0,124	0,145	0,119	0,123	0,169	0,137	0,152	0,121
%Se	0,00	0,00	0,003	0,007	0,01	0,009	0,027	0,011	0,00	0,00	0,00	0,00
%Total	97,85	99,34	99,21	98,88	98,37	98,93	97,77	98,27	98,71	98,22	97,56	98,05
%mol FeS	13,01	11,36	10,35	10,35	12,52	12,38	11,04	11,04	10,05	9,56	10,1	9,48

Tableau 5.4 Résultats des analyses des éléments traces dans les sphalérites de la lentille centrale.

	Lentille Ouest												
	Section polie G34				Section polie G39				Section polie G43				
	1		2		1		2		1		2		
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	c
%Fe	7,096	7,99	6,38	5,5	6,81	7,06	6,53	6,89	6,27	6,19	6,94	7,49	4,76
%Mn	0,258	0,233	0,089	0,093	0,009	0,025	0,018	0,022	0,055	0,036	0,016	0,018	0,014
%Zn	58,07	57,153	57,31	59,79	58,98	59,098	59,41	559,03	59,64	60,38	58,8	58,33	61,6
%Cu	0,00	0,033	1,74	0,00	0,00	0,063	0,113	0,037	0,07	0,096	0,06	0,189	0,00
%S	33,045	32,77	32,94	32,97	32,67	32,36	32,47	32,45	32,71	32,59	32,56	32,64	32,58
%Ag	0,00	0,008	0,021	0,006	0,01	0,016	0,049	0,039	0,03	0,013	0,014	0,015	0,046
%Cd	0,138	0,13	0,144	0,141	0,134	0,145	0,129	0,127	0,17	0,15	0,18	0,206	0,119
%Se	0,00	0,00	0,002	0,00	0,00	0,013	0,004	0,00	0,003	0,008	0,00	0,002	0,00
%Total	98,61	98,31	98,62	98,49	98,62	98,78	98,72	98,59	98,95	99,45	98,57	98,9	99,11
%mol FeS	12,38	13,99	11,15	9,63	11,93	12,38	11,45	12,09	10,96	10,79	12,17	13,09	8,33

Tableau 5.5 Résultats des analyses des éléments traces dans les sphalérites de la lentille ouest.

5.1.3 Interprétations des résultats

Les résultats recueillis à la microsonde et les valeurs de %mol FeS montrent des variations entre les deux lentilles à l'ouest et celles à l'est, mais une très faible variation dans les résultats à l'intérieur même des lentilles. Une variation des compositions de sphalérite entre les dépôts et même à l'intérieur d'un même dépôt suggère que la composition chimique et physique originale des fluides minéralisateurs a été préservée (Hannington et Scott, 1989). Les compositions des sphalérites ne sont donc pas influencées par le métamorphisme car si c'était le cas il n'y aurait pas de grande variation dans le %mol FeS des sphalérites affectées par celui-ci.

Un graphique (figure 5.4) a été réalisé pour connaître la relation entre la distance avec le pluton de Chibougamau et les teneurs en fer des sphalérites. Les valeurs des pourcentages molaires FeS des sphalérites ont été placées en correspondance avec les distances au pluton des échantillons dans lesquels proviennent les sphalérites. On voit, grâce à la courbe de tendance, que les teneurs en fer des sphalérites diminuent à l'approche du pluton. Cela signifie que les compositions des sphalérites ne sont pas non plus influencées par le pluton. En effet, si les compositions de sphalérites étaient secondaires et dues au pluton, les teneurs en fer des sphalérites diminueraient en s'éloignant du pluton.

Selon Scott et Hannington (1989), les sulfures massifs volcanogènes archéens qui consistent principalement de pyrite et pyrrhotite, ont des sphalérites particulièrement riches en fer avec des valeurs de %mol FeS entre 10 et 12%. La figure 5.5 est un graphique montrant les %mol FeS des différentes lentilles où l'on a superposé le champ correspondant aux SMV archéens (Hannington et Scott, 1989). Sur cette figure, les résultats des lentilles ouest et centrale tombent dans le champ des SMV archéens avec abondance de pyrite et pyrrhotite, ce qui correspond avec leur minéralogie. Par contre, on constate que les données de %mol FeS des lentilles Selco-Scott et 800 ne se situent pas dans le champ des SMV archéens de Scott et Hannington (1989).

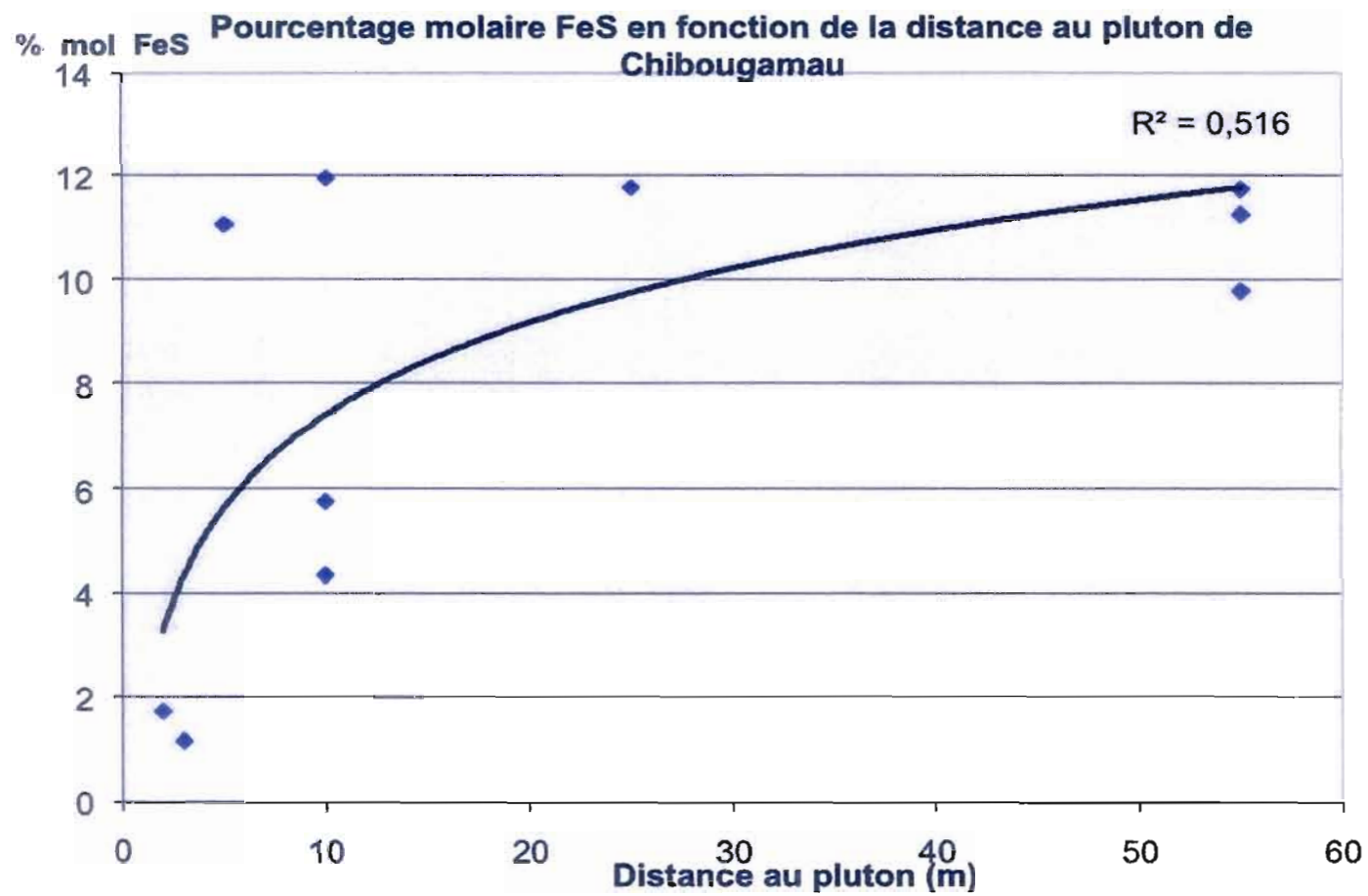


Figure 5.4 Pourcentage molaire FeS des sphalérites en fonction de la distance au pluton de Chibougamau.

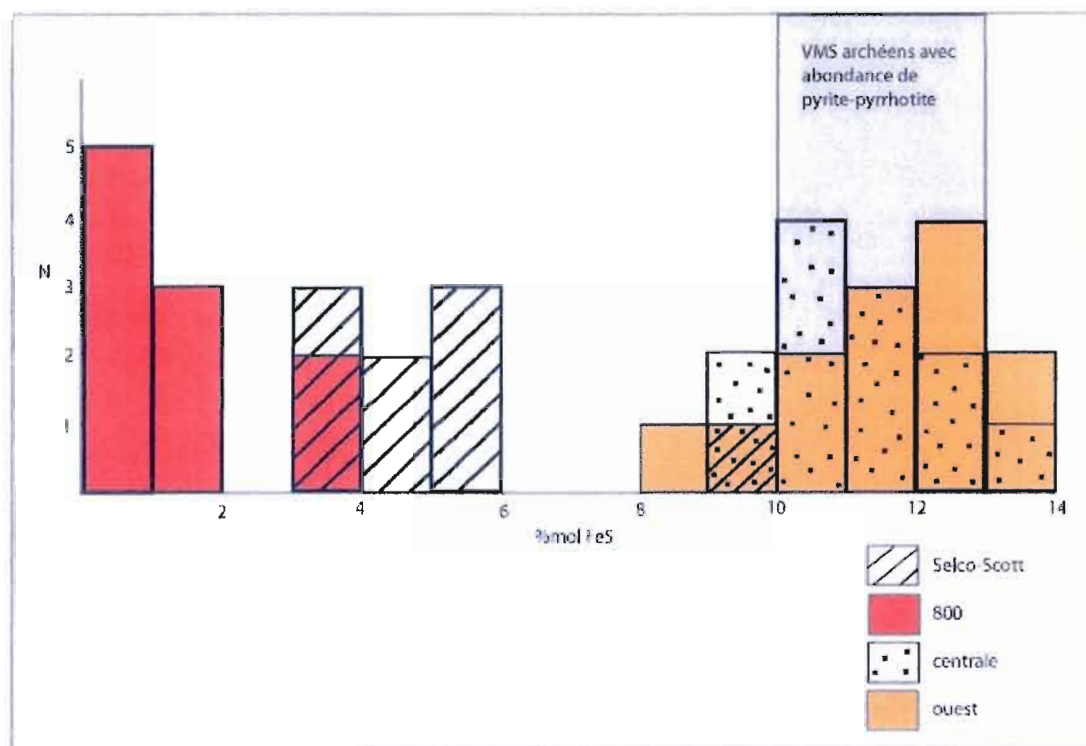


Figure 5.5 Distribution des pourcentages molaires FeS dans les différentes zones minéralisées (champ SMV archéens d'Hannington et Scott, 1989).

Les teneurs en fer des quatre zones minéralisées augmentent avec le pourcentage de pyrrhotite. En effet, les lentilles qui contiennent le plus de pyrrhotite sont les lentilles ouest et centrale et ce sont aussi celles dont les sphalérites sont plus riches en fer, avec des résultats de 11,56% et 10,94%. De plus, ces zones contiennent plus de veinules, caractéristiques des zones de stockwerk de haute température. Les sphalérites riches en fer sont habituellement celles qui précipitent à plus haute température (Martin et Soleri I Gil, 2005). La pyrrhotite est aussi un minéral qui précipite à haute température près du centre volcanique (Franklin, 1996). La corrélation entre les résultats des %mol FeS et les faciès de minéralisations favorise l'hypothèse que les compositions de sphalérites sont primaires.

Les lentilles ouest et centrale qui contiennent les sphalérites riches en fer, les teneurs les plus élevées en pyrrhotite et les zones de veinules pourraient témoigner d'une température plus

élevée des fluides hydrothermaux. Ces températures élevées pourraient suggérer une plus grande proximité des lentilles centrale et ouest avec le centre volcanique ou avec le centre du système hydrothermal.

La sphalérite est reconnue pour être un minéral réfractaire qui préserve les conditions atteintes lors du pic métamorphisme (Barton, 1970; Scott, 1976, 1983). Les sphalérites provenant de dépôt de sulfures massifs volcanogènes archéens tendent à être plus enrichies en fer que celles dans les dépôts plus jeunes, mais ils ont la même tendance par rapport à l'or (Hannington et Scott, 1989), c'est-à-dire qu'un appauvrissement en fer des sphalérites est favorable pour la présence d'or.

5.1.4 Géobaromètre de la sphalérite

Le géobaromètre de la sphalérite est maintenant une technique bien connue et établie dans la littérature (Hutchison et Scott, 1981). Le contenu en FeS de la sphalérite en équilibre avec de la pyrite et de la pyrrhotite hexagonale est significativement dépendant de la pression. Ceci est dû à la grande différence des volumes molaires partiels du FeS dans la sphalérite et dans la pyrrhotite. Il a été montré par Hutchison et Scott (1981) que le géobaromètre est efficace pour un grand spectre de température soit de 300 à 550 °C et jusqu'à une pression de 10 kb. Pour être en mesure de bien utiliser le géobaromètre, il faut être capable de déterminer la température de façon indépendante, car la composition de la sphalérite devient dépendante de la température au-dessus de 550 °C et plus basse que 300 °C. Le pluton de Chibougamau a métamorphisé les volcanites et les sulfures par un métamorphisme de contact de basse pression-haute température. Les volcanites contenant les minéralisations ont été ensuite métamorphisées aux schistes verts durant le métamorphisme régional de l'orogénie kénoréenne. Comme on le voit sur la figure suivante (5.6) le faciès des schistes verts correspond aux températures entre 350 et 500°C. Hutchison et Scott (1981) ont fourni une équation empirique précise pour trouver la pression en kb :

$$P(\text{kb}) = 42,30 - 32,10 \log \% \text{mol FeS}$$

Selon Craig et Vaughan (1994), pour utiliser le géobaromètre de la sphalérite, il faut :

- 1) Utiliser seulement la sphalérite qui a coexisté avec la pyrite et la pyrrhotite durant le métamorphisme, mais qui est maintenant encapsulée dans la pyrite;
- 2) Éviter les grains qui contiennent la pyrrhotite et/ou la chalcoppyrite;
- 3) Choisir les sphalérites les plus riches en FeS pour évaluer la pression.

La sphalérite en équilibre avec la pyrite et la pyrrhotite hexagonale va subir une diminution du contenu en FeS avec une augmentation de la pression. Toutes les sections polies analysées contiennent l'assemblage sphalérite-pyrite-pyrrhotite. Cependant, celles des lentilles centrale et ouest contiennent plus de pyrrhotite en comparaison avec celles des lentilles Selco-Scott et

800 qui en contiennent seulement des traces. Ces trois minéraux ne sont pas toujours en contact, mais selon Scott (1976) ils doivent être en équilibre au moins sur l'étendue de la section polie.

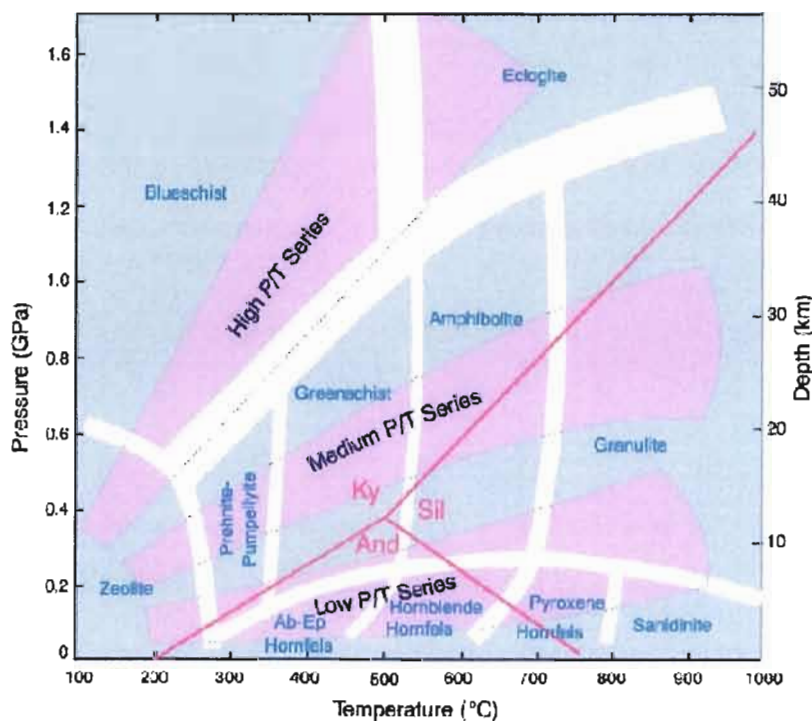


Figure 5.6 Les différents faciès de métamorphisme (Winter, 2001).

La sphalérite qui est la plus fiable pour l'utilisation du géobaromètre dans des dépôts de sulfures métamorphisés, est celle qui est comprise dans une pyrite poéclblastique. En effet, cette sphalérite serait plus propice à avoir préservé les conditions de pression métamorphiques (Hutchison et Scott, 1981). De plus, selon Craig et Vaughan (1994), les sphalérites contenant le plus haut contenu de FeS sont probablement celles qui sont les plus fiables pour retrouver la pression originale car un rééquilibre à basse température réduit le contenu en FeS.

Le géobaromètre de la sphalérite a été établi à partir du système fer-zinc-soufre. Or, dans la plupart des amas sulfurés, ce ne sont pas les seuls éléments présents. Le cuivre, le plomb, le cadmium, l'indium, le germanium, pour ne citer que ceux-là peuvent entrer en compétition pour le soufre dans la sphalérite et fausser les calculs. La "chalcopyrite disease" est un bon exemple de ce problème. Les exsolutions de chalcopyrite dans la sphalérite peuvent engendrer des différences de compositions de sphalérites dans un dépôt et même dans un échantillon, et peuvent donner de faibles valeurs de FeS donnant des pressions anormalement élevées dans un dépôt de sulfures riche en cuivre (Hutchison et Scott, 1981; Craig et Vaughan, 1994). L'influence du cuivre dans un environnement de sphalérite-pyrite-pyrrhotite à l'équilibre métamorphique n'est pas bien comprise, et pour cette raison il est préférable que les sphalérites contenant des exsolutions de chalcopyrite soient écartées des mesures (Hutchison et Scott, 1981). Les sphalérites des quatre lentilles contiennent localement de la "chalcopyrite disease"; cependant celles qui ont été analysées n'en contenaient pas.

On doit donc appliquer avec précaution le géobaromètre de la sphalérite si celle-ci ne contient pas d'autre élément que fer, zinc et soufre. Comme on a vu dans les tableaux 5.2 à 5.5, les sphalérites de la propriété Lac Scott ne contiennent pratiquement que du fer, du zinc et du soufre; elles sont donc propices à l'étude de la géobarométrie. (Scott et Barnes, 1971; Scott, 1973; Scott, 1976; Hutchison et Scott, 1981).

Si on prend les valeurs les plus élevées des pourcentages molaires FeS des lentilles centrale et ouest, on obtient, à partir de l'équation de Hutchison et Scott (1981) des pressions de 6,54kb et 5,50kb respectivement. Pour les valeurs des lentilles Selco-Scott et 800, on obtient des pressions de 18,53kb et 23,22kb respectivement. Ces pressions ne sont pas celles existant lors de la formation des sulfures massifs volcanogènes car elles sont beaucoup trop élevées.

Avec un gradient d'environ 1kb/3kilomètres on obtient des profondeurs d'environ 20 kilomètres pour les sphalérites des lentilles ouest et centrale et environ 60 kilomètres pour les

lentilles Selco-Scott et 800. Ces profondeurs sont aussi trop élevées pour avoir induit seulement un métamorphisme aux schistes verts.

Le géobaromètre de la sphalérite ne donnent pas les pressions lors de la mise en place des lentilles ni celles atteintes lors du métamorphisme régional. Il est probable qu'une ou plusieurs conditions à l'utilisation du géobaromètre n'aient pas été atteintes.

5.2 Analyse des isotopes de soufre

Le but est d'amener davantage d'informations sur les sulfures massifs volcanogènes métamorphosés. Les résultats obtenus lors des analyses des isotopes de soufre pourraient mettre en évidence des différences entre les quatre lentilles de sulfures de la propriété Lac Scott. Il sera aussi intéressant de comparer les valeurs des $\delta^{34}\text{S}$ avec ceux d'autres SMV connus. De plus, ces données seront utiles pour déterminer si les signatures des isotopes de soufre pourraient apporter de l'information sur les conditions physico-chimiques lors de la formation et lors des processus métamorphiques. Pour ce faire, le géothermomètre isotopique a été utilisé afin de tenter de trouver les températures de formation des sulfures. On tentera de trouver la source du soufre des lentilles et de vérifier si le métamorphisme a homogénéisé les signatures isotopiques.

5.2.1 Méthodologie

Les échantillons d'où proviennent les minéraux analysés pour les isotopes de soufre font partie des sections polies utilisées pour l'étude minéralogique et les analyses géochimiques des sphalérites. Deux minéraux ont été analysés par section polie (excepté les sections polies G56 et G57) et trois sections polies par lentilles de sulfures ont été utilisées. Vingt-deux analyses ont été réalisées sur des pyrites, des sphalérites, des chalcopyrites et une sur une pyrrhotite.

Les analyses ont été faites au Laboratoire d'isotopes stables G.G. Hatch à l'université d'Ottawa (analyseur élémentaire (combustion) + flux continu). Tout d'abord, les poudres des minéraux nécessaires aux analyses ont été extraites soit au binoculaire, en séparant les différents minéraux manuellement ou à la microforeuse, en forant à l'aide d'une fraise de 300 microns le minéral désiré.

Les poudres des sulfures sont ensuite pesées dans une capsule d'étain avec une quantité égale d'oxyde tungstique (WO_3). Des standards internes ont été inclus dans la séquence pour normaliser les résultats. La formule " $10 \div \% \text{ soufre}$ " donne la quantité requise de matériel en milligramme (ex. : pyrite contient 50 % de soufre : $10 \div 50 \% = 0,2 \text{ mg}$). Le VarioEL III (Elementar, Allemagne) permet l'analyse d'échantillons ayant des concentrations en soufre aussi faibles que 0,1 %.

Les capsules sont déposées dans le carrousel d'un échantillonneur qui les fera tomber une à une dans un tube à combustion maintenu à $1\ 000^\circ\text{C}$ dans un flux d'hélium; l'addition d'oxygène produira une combustion éclair à $1\ 800^\circ\text{C}$. Les gaz libérés sont poussés par l'hélium ultra pur dans un tube de combustion, puis un tube de réduction pour obtenir les gaz suivants : N_2 , CO_2 , H_2O , et SO_2 . L'eau est absorbée par un piège chimique fait de perchlorate de magnésium. Le SO_2 est séparé par un autre piège chimique selon le système "piège et rince" (purge and trap) unique du VarioEL III. Ce SO_2 purifié est ensuite amené au Delta Plus XP pour analyse isotopique. La précision analytique est de $\pm 0,2\%$.

5.2.2 Résultats des analyses

Les résultats des vingt-deux analyses du $\delta^{34}\text{S}^1$ et du pourcentage en soufre des échantillons sont présentés dans le tableau 5.6. Les valeurs sont séparées en quatre groupes suivant leur appartenance aux différentes lentilles de sulfures de la propriété. Vingt et un des vingt-deux analyses représentent les sulfures massifs et une analyse représente une zone de veinules. Les sulfures analysés pour cette étude incluent la pyrite, la sphalérite, la chalcopryrite et la pyrrhotite. Les résultats sont aussi montrés sur la figure 5.8 qui est utile pour présenter l'étendue des valeurs du $\delta^{34}\text{S}$ selon les minéraux analysés. Les valeurs des $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures vont de $-1,0$ à $-2,2\%$.

¹ Le $\delta^{34}\text{S}$ d'un minéral i est défini comme suit :

$$\delta^{34}\text{S}_i (\text{‰}) = \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_i - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{std}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{std}}} \times 1000 \quad (\text{Rye et Ohmoto, 1974})$$

Échantillon	Type de minéralisation	Assemblage minéralogique	Minéral analysé	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	% S
Selco-Scott					
G3	SM	Py - Mt - Sp - Cp \pm Ga \pm Po	sphalérite	-0,4	46,6
			pyrite	0,6	38,51
G6	SM	Py - Sp - Cp \pm Mt \pm Po	sphalérite	0,2	28,97
			pyrite	2,2	55,42
G36	SM	Py - Sp \pm Cp	sphalérite	-0,2	25,54
			pyrite	-0,5	38,78
800					
G55	SM	Py - Sp - Cp \pm Po	pyrite	0,2	44,3
			sphalérite	-0,8	14,51
G56	SM	Py - Mt - Sp - Cp \pm Ga \pm Po	pyrite	1,1	38,12
G57	SM	Py - Cp - Sp \pm Ga	pyrite	0,7	49,54
Centrale					
G14	SM	Py - Mt - Sp - Cp \pm Po	sphalérite	-0,1	18,63
			pyrite	0,2	42,41
G18	SM	Py - Mt - Sp - Cp \pm Po	sphalérite	-0,1	14,08
			pyrite	0,1	14,47
G40	SM	Py - Mt - Sp - Cp \pm Po	sphalérite	0,8	38,03
			pyrite	0,9	49,35
Ouest					
G34	SM	Po - Py - Mt - Sp - Cp \pm Ga	pyrite	-0,1	50,82
			pyrrhotite	0,1	34,39
G42	SM	Py - Sp - Cp	chalcopryrite	-1	11,2
			pyrite	0,5	42,23
G49	STG	Py - Cp - Sp	chalcopryrite	-1	25,65
			pyrite	0,9	43,02

Tableau 5.6 Résultats des analyses des isotopes de soufre sur les sulfures.
(SM : sulfures massifs, STG : stringer)

Les figures 5.7 et 5.8 sont des histogrammes qui montrent les mêmes résultats mais selon deux critères différents. En effet, l'histogramme de la figure 5.8 présente les résultats des $\delta^{34}\text{S}$ selon les minéraux analysés, tandis que celui de la figure 5.9 est divisé selon les différentes lentilles de sulfures. Selon Franklin et al. (1981), les valeurs typiques de $\delta^{34}\text{S}$ des SMV archéens vont de -1‰ à 1‰ , soit proche de 0. L'intervalle de ces valeurs a été superposé sur ces figures.

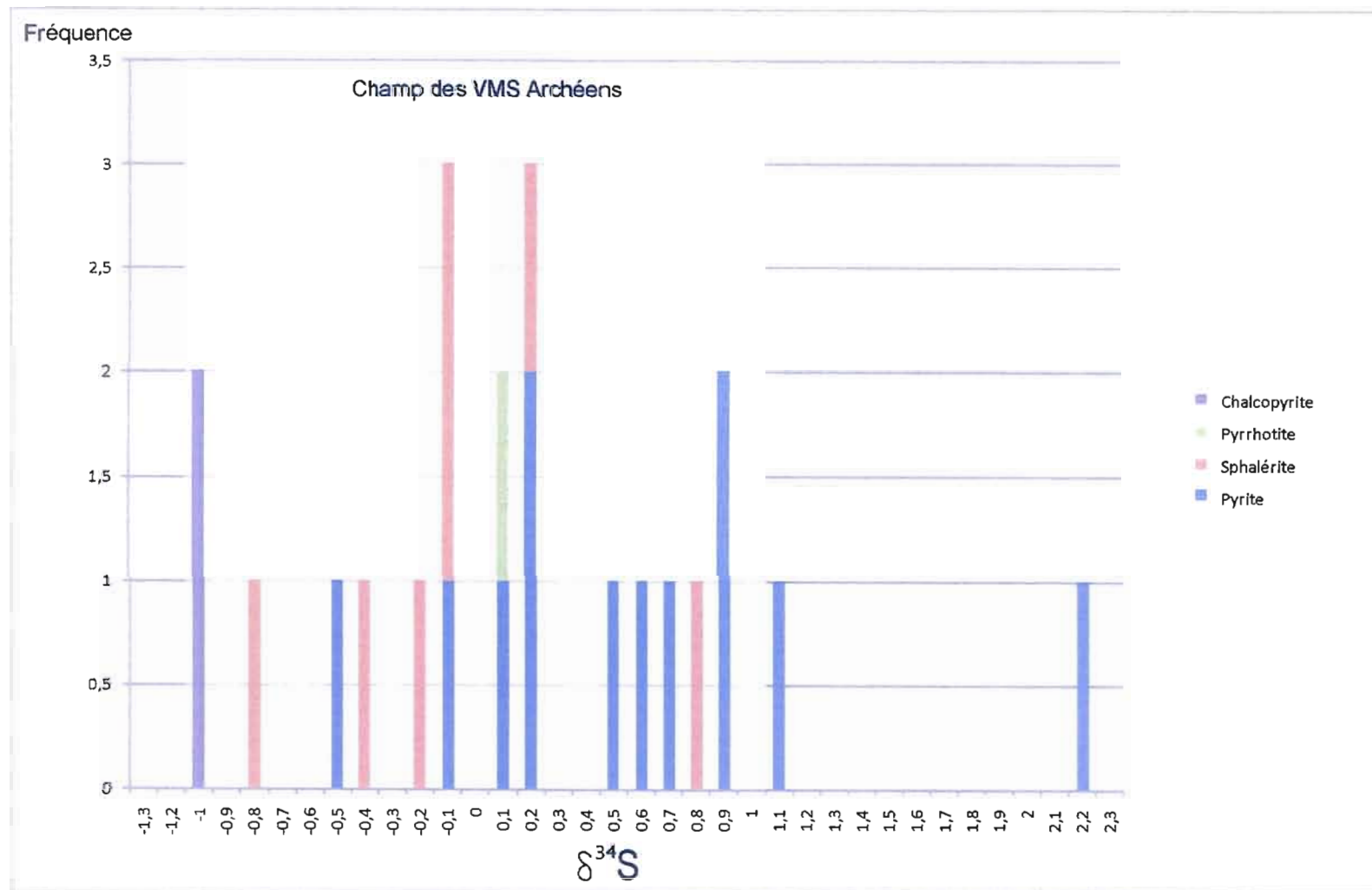


Figure 5.7 Histogramme des résultats des isotopes de soufre selon les minéraux analysés.

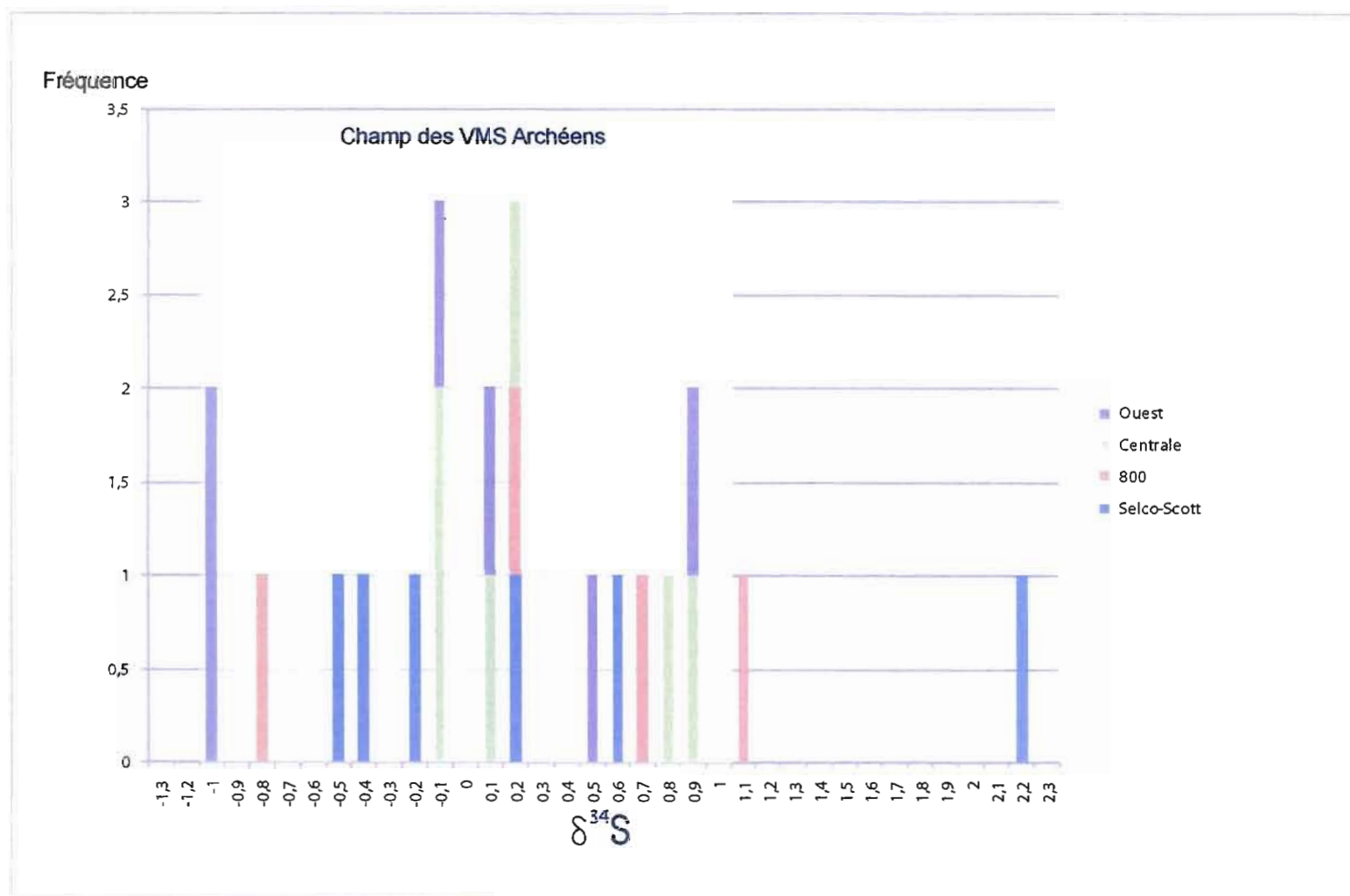


Figure 5.8 Histogramme des résultats des isotopes de soufre selon les lentilles minéralisées.

Couples de sulfures

L'application avec succès du géothermomètre des isotopes de soufre dépend de trois conditions :

- 1) les phases minérales doivent avoir précipité à l'équilibre;
- 2) aucun échange isotopique n'a eu lieu entre les deux minéraux, ni entre un minéral et une phase fluide, après la formation de ces minéraux;
- 3) les phases minérales analysées sont pures.

Selon Ohmoto et Rye (1974), les meilleurs couples de minéraux pour l'utilisation du géothermomètre isotopique sont ceux qui montrent le plus grand écart entre leur valeur de $\delta^{34}\text{S}$. En effet, ceux-ci offrent une plus grande sensibilité et donc de meilleurs résultats pour le géothermomètre. Ces couples sont, en ordre décroissant de sensibilité : sulfures-sulfates >> pyrite-galène > sphalérite(pyrrhotite)-galène > pyrite-chalcoppyrite > pyrite-sphalérite(pyrrhotite). Comme il n'y a pas de sulfate et pratiquement pas de galène dans le gîte Selco-Scott, les minéraux utilisés sont la sphalérite, la pyrrhotite, la pyrite et la chalcoppyrite.

Les couples sont des minéraux qui proviennent de la même section polie et qui sont en équilibre. Sur les dix couples de sulfures analysés, sept sont des paires de pyrite-sphalérite (couples 1 à 7), un de pyrite-pyrrhotite (couple 8) et deux de chalcoppyrite-pyrite (couples 9 et 10). Il y a 3 couples pour les lentilles Selco-Scott, centrale et ouest et un pour la lentille 800.

Les paléotempératures ont été calculées à partir de l'équation pour le géothermomètre isotopique d'Ohmoto et Rye (1979) (tableau 5.7). Les valeurs des $\delta^{34}\text{S}$ pour les dix couples de sulfures ainsi que leurs paléotempératures calculées sont présentés dans le tableau 5.8.

$$T = \sqrt{\frac{A \times 10^6}{1000 \ln \left(\frac{\delta^{34}S_X + 1000}{\delta^{34}S_Y + 1000} \right)}}$$

où T est en degrés Kelvin et A, X et Y sont les valeurs prises dans le tableau ci-dessous selon le couple de minéraux analysés.

Minéral X	Minéral Y	Valeur "A"
Pyrite	Galène	1,03
Pyrite	Sphalérite ou Pyrrhotite	0,3
Pyrite	Chalcopyrite	0,45
Chalcopyrite	Bornite	0,2
Sphalérite ou Pyrrhotite	Chalcopyrite	0,15

Tableau 5.7 Formule d'Ohmoto et Rye (1979) et données nécessaires à son utilisation.

Couple	Échantillon	Minéralogie	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	Température (°C)
Selco-Scott				
1	G3	sphalérite pyrite	-0,4 0,6	275
2	G6	sphalérite pyrite	0,2 2,2	114
3	G36	sphalérite pyrite	-0,2 -0,5	N/D ¹
800				
4	G55	pyrite sphalérite	0,2 -0,8	275
Centrale				
5	G14	sphalérite pyrite	-0,1 0,2	727
6	G18	sphalérite pyrite	-0,1 0,1	952
7	G40	sphalérite pyrite	0,8 0,9	1460
Ouest				
8	G34	pyrite pyrrhotite	-0,1 0,1	N/D ¹
9	G42	chalcoppyrite pyrite	-1 0,5	275
10	G49	chalcoppyrite pyrite	-1 0,9	214

Tableau 5.8 Températures obtenues avec la formule d'Ohmoto et Rye (1979).

N/D¹ La pyrite doit être isotopiquement plus lourde que la sphalérite (ou pyrrhotite) pour pouvoir être utilisée pour calculer une température (Ohmoto, 1986).

Un des trois couples pyrite-sphalérite de la lentille Selco-Scott et le couple pyrite-pyrrhotite de la lentille ouest ne permettent pas de calculer la température. Pour être considérée comme à l'équilibre et donc utilisée dans la formule d'Ohmoto et Rye (1979), la pyrite doit être isotopiquement plus lourde que la sphalérite ou la pyrrhotite (Ohmoto, 1986). Dans ce cas-ci la sphalérite et la pyrrhotite sont plus lourdes, ce qui signifie que ces deux couples ne peuvent pas être utilisés pour trouver une température isotopique.

Les deux couples fiables de la lentille Selco-Scott ont permis de calculer les paléotempératures de 274,6°C et 114,38°C. Le couple pyrite-sphalérite de l'échantillon G55 de la lentille 800 donne une température de 274,5°C. Les trois paires de pyrite-sphalérite analysées pour la lentille centrale donnent les températures suivantes : 726,88°C, 951,6°C et 1459,64°C. Finalement, les deux paires pyrite-chalcoppyrite utilisables de la lentille ouest donnent des températures de 274,5°C et 213,5°C.

5.2.3 Interprétation des résultats

La différence relative dans les $\delta^{34}\text{S}$ dans les sulfures analysés est généralement consistante avec la fractionnement à l'équilibre entre les sulfures d'Ohmoto (1986) soit : $\delta^{34}\text{S}_{\text{Gn}} < \delta^{34}\text{S}_{\text{Bn}} < \delta^{34}\text{S}_{\text{Cp}} < \delta^{34}\text{S}_{\text{Sp}} \approx \delta^{34}\text{S}_{\text{Po}} < \delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$. Dans ce cas-ci, il n'y a pas eu de galène ni de bornite d'analysées; c'est donc la chalcoppyrite qui devrait être celle avec les résultats isotopiques les plus petits. C'est le cas avec les résultats de -1‰ pour la chalcoppyrite. La sphalérite et la pyrrhotite présentent des moyennes respectivement de -0,6‰ et 0,1‰. La pyrite est celle qui obtient les résultats isotopiques les plus élevés, avec des valeurs allant de -0,5 à 2,2 ‰ et une moyenne de 0,567‰. L'histogramme de la figure 5.8 montre bien la progression des résultats de la chalcoppyrite à la sphalérite à la pyrrhotite à la pyrite. On peut donc considérer les résultats comme fiables. On ne remarque pas de variation et de différences systématiques dans les résultats des $\delta^{34}\text{S}$ entre les différentes lentilles (voir figure 5.9). Les compositions isotopiques des lentilles Selco-Scott, 800, centrale et ouest sont relativement les mêmes, sauf peut-être une légère proportion plus élevée dans les valeurs positives des lentilles 800 et centrale.

Les résultats des paléotempératures des lentilles Selco-Scott, 800 et ouest semblent fiables. En effet, ces températures (274,6°C, 274,5°C, 274,5°C et 213,5°C) sont cohérentes avec celles prédites par Hannington et al. (1999a), sur la base de modèles de température-solubilité, pour la précipitation des sulfures dans une lentille de sulfures massifs. Par contre, les résultats des températures de la lentille centrale ne semblent pas fiables. Il se peut qu'une des trois conditions nécessaires à l'utilisation du géothermomètre n'ait pas été rencontrée. En effet, soit les sulfures analysés n'étaient pas à l'équilibre, soit il y a eu des échanges isotopiques entre les minéraux des couples ou avec une phase fluide après leur formation ou alors les phases analysées n'étaient pas 100% pure.

Plusieurs facteurs peuvent influencer les résultats de $\delta^{34}\text{S}$ obtenus. Selon Cook et Hoefs (1997), six facteurs sont à considérer dans l'interprétation des résultats ; la variation régionale, la source des sulfures, l'âge des dépôts, l'homogénéisation métamorphique, la préservation du fractionnement isotopique primaire et finalement la remobilisation des sulfures.

Variation régionale

Les sulfures se trouvant dans un même dépôt magmatique hydrothermal et même dans un même district minier, varie rarement en composition $\delta^{34}\text{S}$ par plus de $\pm 5\text{‰}$ et généralement encore moins (Jensen, 1967). Malheureusement, aucune étude n'a été faite sur les isotopes de soufre dans le district minier de Chibougamau et donc il n'y a aucune comparaison possible avec d'autres dépôts ou gisements dans la région.

Source

Le soufre se trouve dans quatre principaux réservoirs;

- 1) le soufre dans un fluide magmatique qui a une valeur $\delta^{34}\text{S}$ de 0 sur l'échelle V-CDT;
- 2) le soufre lessivé des minéraux sulfurés dans les roches ignées;
- 3) le sulfate marin, qui a une composition (actuelle) de +20‰, mais la composition isotopique du soufre piégé dans les évaporites anciennes oscille entre +10 et +35‰;

- 4) le sulfate, réduit dans les roches sédimentaires par des bactéries ce qui produit du H_2S piégé dans la pyrite avec des valeurs inférieures à 0‰ (Beaudoin, 2006).

Le sulfate marin est considéré comme une source majeure de soufre dans les SMV phanérozoïques. Son importance dans les SMV archéens par contre reste incertaine, principalement à cause de l'incertitude quant à sa concentration dans l'océan archéen.

Dans le cas de la propriété Lac Scott les résultats sont tous proches de 0‰ ce qui indique, selon Beaudoin (2006) une source magmatique. On remarque très peu de variation dans les résultats des $\delta^{34}\text{S}$ entre les différentes lentilles ce qui suggère une source homogène pour les quatre lentilles ou encore une homogénéisation métamorphique.

Âge du dépôt

Les valeurs des $\delta^{34}\text{S}$ des lentilles de sulfures massifs de la propriété Lac Scott sont agglutinées autour de 0‰ ce qui est typique pour les sulfures massifs volcanogènes archéens (Franklin et al., 1981).

Homogénéisation métamorphique ou préservation du fractionnement isotopique primaire?

Les roches de la propriété Lac Scott ont été métamorphisées au faciès des schistes verts. Dû à l'effet tampon des sulfures massifs, le ratio isotopique original tend à être préservé durant la recristallisation métamorphique (Hannington, 1999a). Selon Ohmoto et Rye (1979), un rééquilibrage prend place dans les minéraux de sulfures coexistants durant le métamorphisme et les valeurs des $\delta^{34}\text{S}$ des couples dans des dépôts métamorphisés donnent un bon estimé des températures du métamorphisme. Cependant un examen plus profond des valeurs provenant de plusieurs dépôts métamorphisés suggère que le rééquilibrage n'est souvent pas complet à des conditions métamorphiques plus faibles que le faciès des amphibolites supérieures sauf s'il y a eu des changements minéralogiques (Ohmoto et Rye, 1979). Le taux d'échange isotopique entre les minéraux coexistants augmente avec la fugacité du soufre et avec

l'augmentation de la concentration des sulfures aqueux. Ce taux augmente aussi de la pyrite à la sphalérite à la galène, ce qui implique que l'échange isotopique prendrait place à un niveau de métamorphisme plus faible entre la sphalérite et la galène qu'entre la pyrite et les autres minéraux (Ohmoto et Rye, 1979).

Les minéraux analysés pour l'utilisation du géothermomètre ne contiennent pas de galène ce qui signifie qu'il y a moins de chance qu'un échange isotopique est eu lieu lors du métamorphisme sur la propriété Lac Scott; de plus, les minéralisations n'atteignent pas le faciès des amphiboles supérieures. Le champ restreint des compositions isotopiques est interprété comme représentant une source homogène pour les lentilles Selco-Scott, 800 et ouest (les résultats de la lentille centrale ne pouvant pas être utilisés).

Les températures obtenues avec les analyses des isotopes de soufre peuvent représenter trois épisodes distincts dans l'évolution des lentilles minéralisées. Elles peuvent représenter la température de dépôt, la température du métamorphisme régional ou encore la température du métamorphisme de contact. L'hypothèse de la température du métamorphisme de contact peut être éliminée car il n'y a pas de zonalité dans les températures. En effet, les trois lentilles qui ont des valeurs fiables donnent la même température soit 275°C. Il reste donc les hypothèses de la température de dépôt ou celle du métamorphisme régional.

Les températures obtenues avec le géothermomètre des isotopes de soufre donnent des températures entre 114 et 275 °C (en excluant les valeurs peu fiables de la lentille centrale). Ces températures sont trop basses pour représenter les températures atteintes lors du métamorphisme régional qui a mené les roches aux faciès des schistes verts. Pour représenter ces températures, les températures obtenues par les isotopes de soufre auraient dû être comprises entre 350 et 550 °C (voir figure 5.6).

Cependant, les températures sont cohérentes avec celles prédites par Hannington et al. (1999a), sur la base de modèles de température-solubilité, pour la précipitation des sulfures dans une lentille de sulfures massifs. Ces températures peuvent varier entre 270°C et 350°C

(Jébrak et Marcoux, 2008). Par contre, ces résultats de températures homogènes ne sont pas tout à fait cohérents avec les résultats des %mol FeS des sphalérites qui sont différenciés.

La température de dépôt des sulfures calculée à partir des résultats des isotopes de soufre, soit 275°C, permet de calculer la pression qui régnait lors du dépôt de ceux-ci. À l'aide du graphique de la figure 5.9, où la température est en degrés Kelvin et la pression en mégapascal, on obtient une pression de 6 MPa. Si par la suite on convertit cette pression en mètres d'eau, on obtient environ 600 mètres. La profondeur d'eau lors de la formation d'un SMV peut affecter grandement sa composition et son potentiel économique. C'est l'ébullition des fluides qui déstabilise les complexes métalliques et provoque le dépôt des sulfures et le degré d'ébullition des fluides minéralisateurs dépend en grande partie de la pression hydrostatique (colonne d'eau sus-jacente) (Stix, 2003; Jébrak et Marcoux, 2008). Un SMV formé à grande profondeur sera plus riche en cuivre et en zinc et un SMV formé à faible profondeur (moins de 1 500 mètres d'eau) sera plus riche en or (Stix, 2003). Une profondeur de 600 mètres est considéré comme faible et donc la basse teneur en or des lentilles du Lac Scott est inattendue. Il se peut donc que les températures obtenues soient inexactes ou que la faible quantité d'or dans le système du Lac Scott puisse s'expliquer par une autre théorie.

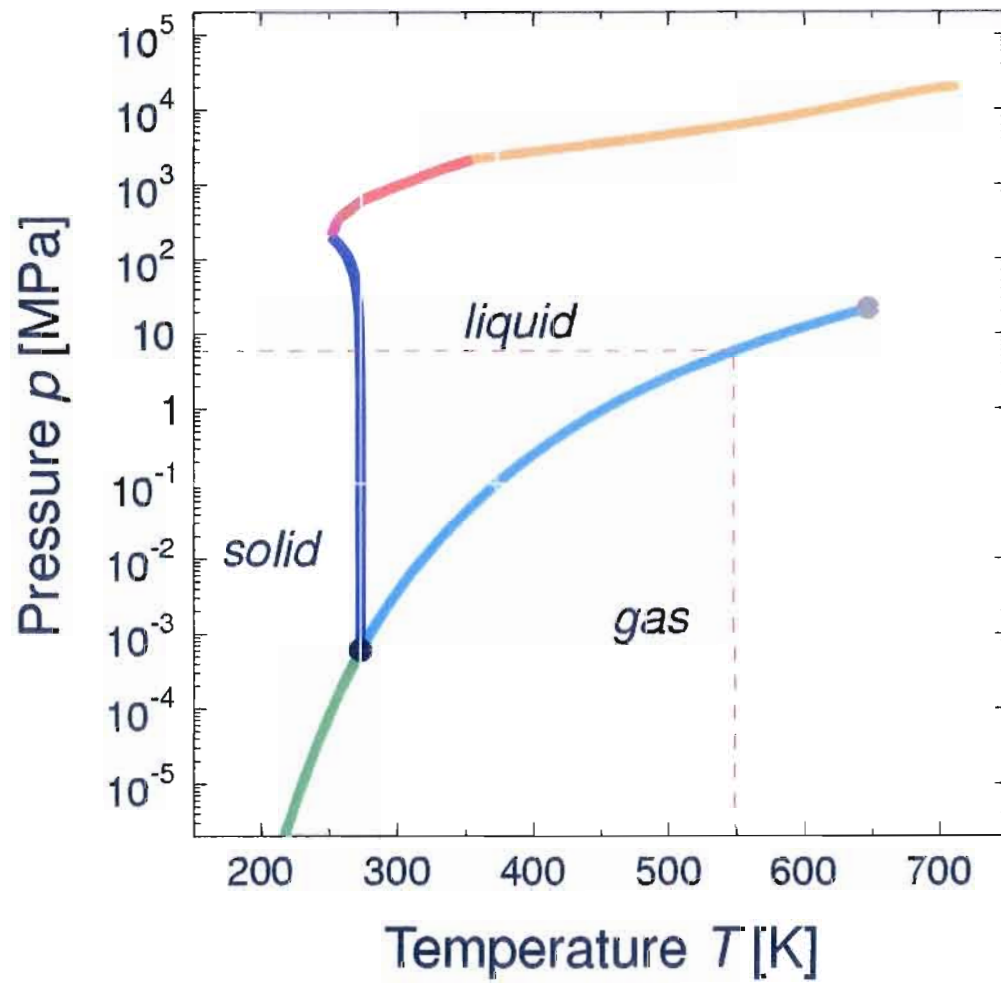


Figure 5.9 Diagramme de phase de l'eau (Wagner et al., 1994).

CHAPITRE VI

DISCUSSION

La discussion récapitule les principales caractéristiques des amas minéralisés et traite de leur évolution. Trois épisodes majeurs y sont décrits : mise en place des minéralisations, métamorphisme de contact et métamorphisme régional.

6.1 Évolution géologique

Cette section détaille trois étapes majeures dans l'histoire géologique des lentilles de sulfures massifs : tout d'abord la mise en place de la minéralisation, ensuite, l'épisode de métamorphisme de contact et finalement le métamorphisme régional. Chaque épisode est décrit de façon à mettre en évidence les différentes caractéristiques permettant d'identifier son influence sur les amas minéralisés.

6.1.1 Mise en place de la minéralisation exhalative

Les minéralisations de la propriété Lac Scott sont encaissées dans les métavolcanites du Groupe de Roy, plus particulièrement dans les roches felsiques de la Formation de Waconichi. Ces métavolcanites sont recoupées au sud par le pluton de Chibougamau. En considérant les lentilles de la propriété Lac Scott comme des SMV, on assume que ces lentilles sont contemporaines de la rhyolite de Scott qui est leur hôte. Les volcanites de la Formation de Waconichi ont été datées à 2728 ± 1 Ma par Mortensen (1993). Elles sont donc 10 Ma plus vieilles que le pluton de Chibougamau qui a été daté à 2718 Ma (Krogh, 1982).

Selon le graphique de la figure 5.4 les valeurs des pourcentages molaires FeS des sphalérites des lentilles centrale et ouest, qui sont les plus fiables, coïncident avec le champ des minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes avec abondance de pyrite et pyrrhotite d'Hannington et Scott (1989). De plus les valeurs $\delta^{34}\text{S}$ des analyses des quatre lentilles sont toutes proches de 0‰ ce qui est, selon Franklin et al. (1981), typique des SMV archéens.

Les amas minéralisés à dominance cuivre-zinc du Lac Scott se sont formés lors d'un épisode de volcanisme felsique archéen (Rhyolite de Scott) et sont associés à un dôme felsique (Porphyre de Scott). Les lentilles se sont mises en place dans un environnement de faible profondeur, soit dans environ 600 mètres d'eau. Selon l'augmentation du gradient thermique, basé sur la distribution minéralogique, le type de minéralisation et les analyses des sphalérites, les lentilles ouest et centrale sont les plus proches du centre volcanique. Ces lentilles pourraient représenter les zones d'alimentation proximale du système hydrothermal. Ces différentes caractéristiques pourraient signifier que ces amas de sulfures massifs sont du type Kuroko. En effet, ce type d'environnement géodynamique est caractérisé par un volcanisme felsique dominant associé à un dôme felsique mis en place près de la surface où se forme des lentilles riches en cuivre et en zinc et parfois en or (Jébrak et Marcoux, 2008).

Étant donné le résultat de la profondeur de formation des lentilles, on pourrait s'attendre à une teneur en or plus élevée. Cette faible teneur en or pourrait s'expliquer par des conditions plus réductrices défavorisant la présence d'or. En effet, Hannington et Scott (1989) précisent que l'abondance de pyrrhotite et de magnétite peut refléter des fluides minéralisateurs déficients en soufre ce qui pourrait expliquer la pauvreté en or des minéralisations de la propriété Lac Scott. Cette hypothèse est privilégiée car les températures obtenues avec les isotopes de soufre sont plausibles pour le dépôt de minéralisations volcanogènes.

Lors de la mise en place, la température d'ébullition des fluides minéralisateurs était en moyenne de 275°C. Ces fluides ont déposés de la pyrite, sphalérite, chalcoppyrite, pyrrhotite, magnétite et galène. À cette étape, ceux-ci sont à grains fins et ne présentent aucune texture

de recristallisation. Il y a formation du litage primaire qu'on voit encore dans certaines sections polies (alternance de pyrite et sphalérite dans la lentille Selco-Scott).

La principale différence entre les lentilles est le pourcentage des différents minéraux présents. La pyrite reste le minéral le plus abondant dans toutes les lentilles, allant de 55 à 75%. La sphalérite est le minéral économique prédominant des zones minéralisées, se situant entre 10-15%. La chalcopryrite est aussi un minéral dont la quantité est semblable à travers les différents amas et qui représente environ de 5 à 10% des sulfures. Deux minéraux présentent de grandes variations de pourcentage: la magnétite et la pyrrhotite. En effet, leur distribution est variable passant de 2 à 10% pour la magnétite et de 1 à 25% pour la pyrrhotite. Les lentilles les plus à l'ouest, c'est-à-dire les lentilles centrale et ouest, sont celles qui contiennent le plus de pyrrhotite et les lentilles du centre (centrale et 800) sont les plus riches en magnétite. De plus, la lentille 800 est la plus riche en magnétite et la plus pauvre en pyrrhotite. La magnétite est absente de toutes les zones à « stringers »; en effet, celle-ci est seulement observée dans les zones de sulfures massifs. À l'opposé, la pyrrhotite, dans les lentilles centrale et ouest, est beaucoup plus importante dans les zones de veinules que dans les zones de sulfures massifs. Les lentilles ouest et centrale sont formées de plus de zones de veinules, et donc de plus de pyrrhotite que les deux autres zones minéralisées.

Lors de l'analyse des sphalérites, on a constaté que les sphalérites des lentilles ayant un taux de fer plus élevé sont les lentilles centrale et ouest. De plus, les teneurs en fer des quatre zones minéralisées augmentent avec le pourcentage de pyrrhotite. En effet, les lentilles ouest et centrale, en plus d'être celles qui contiennent le plus de pyrrhotite sont aussi celles qui ont les sphalérites les plus riches en fer. Selon Scott et Hannington (1989), les sulfures massifs volcanogènes archéens qui consistent principalement de pyrite et pyrrhotite, ont des sphalérites particulièrement riches en fer avec des valeurs de %mol FeS entre 10 et 12%, ce qui est le cas pour les lentilles ouest et centrale avec des résultats de 11,56% et 10,94% respectivement.

Les sphalérites riches en fer et la pyrrhotite sont des minéraux qui précipitent à haute température (Franklin, 1996; Martin et Soler I Gil, 2005). Les lentilles ouest et centrale qui contiennent les sphalérites riches en fer et les teneurs les plus élevées en pyrrhotite pourraient témoigner d'une température plus élevée des fluides hydrothermaux donc plus près du centre volcanique. De plus, ces zones contiennent plus de zones de veinules, caractéristiques des zones de stockwerk qui sont généralement près des centres volcaniques et donc qui ont des températures plus élevées. Ces différentes observations permettent de mettre en évidence un gradient thermique qui augmenterait des lentilles est vers l'ouest. Le tableau 6.1 récapitule les principales caractéristiques de chacune des lentilles et la figure 6.1 les illustre.

	Ouest	Est		
	Lentille Ouest	Lentille Centrale	Lentille 800	Lentille Selco-Scott
Profondeur	entre 500 et 800m	entre 200 et 300m	entre 500 et 800m	entre 100 et 400m
Minéralogie				
Pyrite	59%	74%	75%	75%
Sphalérite	12%	10%	10%	12%
Chalcopryrite	5%	4%	3%	4%
Magnétite	3%	6%	10%	5%
Pyrrhotite	20%	5%	Traces	3%
Galène	Traces	Traces	Traces	Traces
Sulfures massif ou zone de veinules	ZV+SM	SM+ZV	SM	SM
Moyenne %mol FeS	11,56	10,94	4,40	5,00
Paléotempératures	214°C; 275°C	N/A	275°C	114°C; 275°C

Tableau 6.1 Tableau récapitulatif des caractéristiques des différentes lentilles.

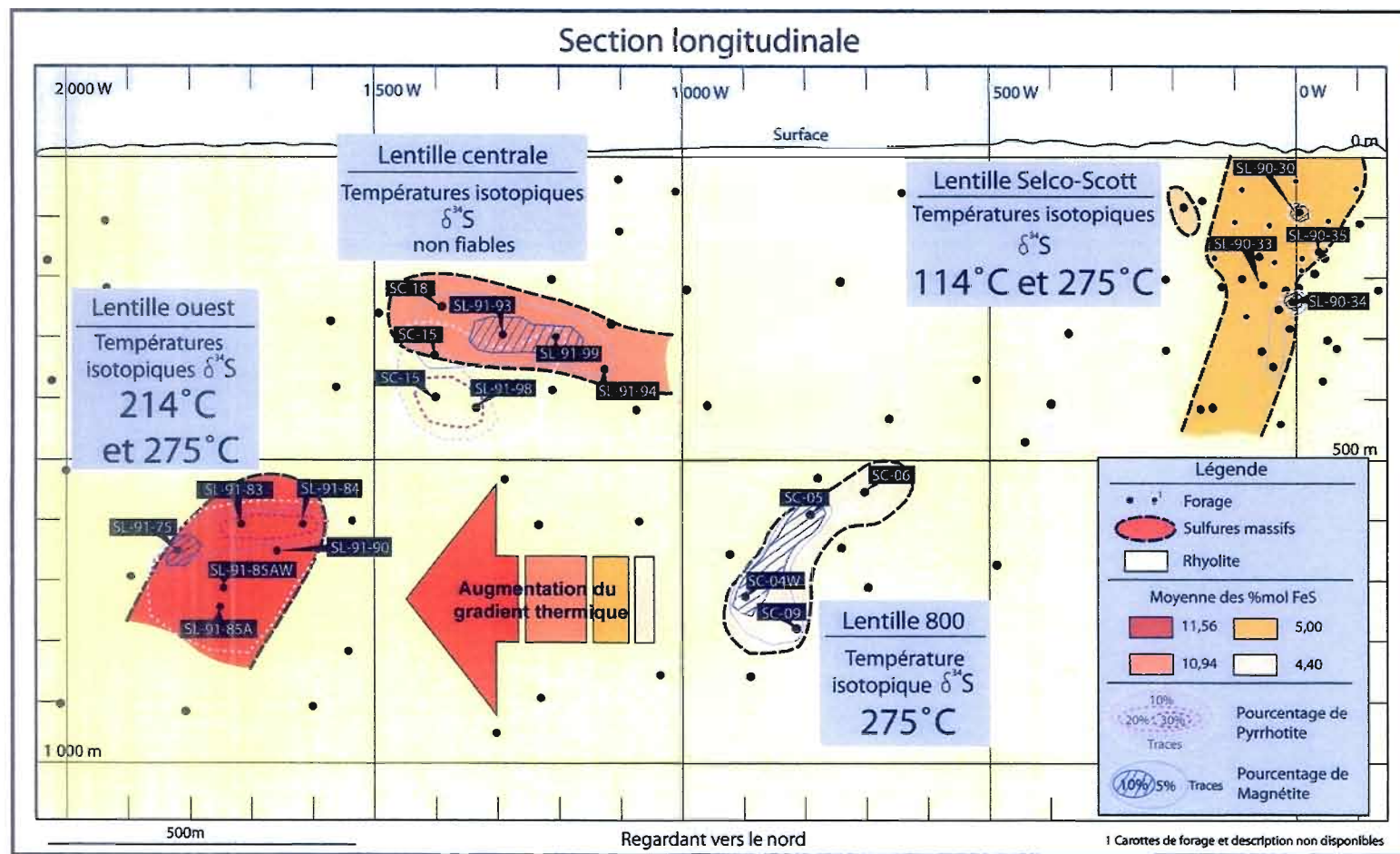


Figure 6.1 Section longitudinale récapitulative regardant vers le nord. Cette figure montre les moyennes pour chaque lentille des analyses de %mol FeS des sphalérites, les pourcentages de pyrrhotite et magnétite dans les trous étudiés, les températures isotopiques et l'augmentation du gradient thermique (modifiée de Ressources Cogitore Inc.).

6.1.2 Métamorphisme de contact

Le premier épisode de déformation a produit les grands plis ouverts N-S. Il est probable que le pluton de Chibougamau, daté à 2718 Ma par Krogh (1982), soit contemporain du maximum de déformation et de métamorphisme attribué au premier épisode de déformation (Daigneault et Allard, 1990). Le pluton de Chibougamau, sur la propriété Lac Scott, est principalement composé de granodiorite, de diorite à quartz et de tonalite ou leucotonalite. Ces lithologies sont calco-alcalines et elles appartiennent à la même lignée magmatique. Les différentes unités sont principalement altérées en chlorite, séricite et épidote.

La rhyolite de Scott et les volcanites subissent la déformation responsable des plis N-S mais ne présentent pas d'altération spécifique au métamorphisme de contact. Le contact entre les roches volcaniques et le pluton n'est pas métamorphisé, mais il est représenté par une zone de mélange importante contenant à la fois des roches intrusives et volcaniques. Par contre, le pluton modifie les textures des sulfures. En effet, les textures de recristallisation des minéraux présents dans les lentilles de sulfures massifs volcanogènes tendent à démontrer qu'ils ont été métamorphisés au contact du pluton de Chibougamau. Ceux-ci sont recristallisés et forment des contacts à 120°, des porphyroblastes de pyrite et magnétite et de la « chalcopyrite disease ». En effet, le métamorphisme de contact a pour effet d'augmenter la grosseur des grains et d'engendrer le développement de jonctions triples à 120° entre les grains du même minéral, ce qu'on appelle la texture granulaire. Cette texture a principalement été observée dans la lentille ouest. La pyrite tend à recristalliser en porphyroblastes cubiques automorphes, alors que la chalcopyrite, la pyrrhotite et la sphalérite tendent à développer des grains xénomorphes. Le métamorphisme est aussi responsable de la fracturation de la pyrite et de la magnétite et de leur remplissage par des minéraux ductiles comme la chalcopyrite. La pyrite peut perdre du soufre pour former de la pyrrhotite à des taux modérés à élevés de métamorphisme et elle peut subir de l'oxydation pour se convertir en magnétite (Craig et Vaughan, 1994). Dans le cas des lentilles de la propriété Lac Scott, la magnétite est généralement avec la sphalérite, et aucune figure de remplacement de la pyrite ou de la pyrrhotite n'a été constatée. Les nouvelles sections polies recueillies à l'été 2007

montrent que la « chalcopyrite disease » est non seulement présente dans les lentilles centrale et ouest, mais aussi dans la zone minéralisée 800.

La lentille ouest montre plus de textures de recristallisation et dans une plus grande variation de minéraux. En effet, la sphalérite et la pyrrhotite montrent des contours polygonaux qu'on ne voit pas dans les autres lentilles. Cette lentille semble donc être plus recristallisée que les autres zones tandis que la lentille Selco-Scott pourrait avoir gardé des vestiges de litage primaire.

6.1.3 Métamorphisme régional

Un épisode de verticalisation des couches lors du deuxième épisode de déformation forme les plis E-O, la schistosité régionale, le métamorphisme et les failles E-O et le troisième épisode de déformation induit un clivage de crénulation NE-SO subvertical. Le métamorphisme régional au faciès schistes verts de la plupart des roches archéennes de la région de Chibougamau est acquis lors de l'orogénie kéronéenne, à 2,68-2,70 Ga (Corfu et al., 1989).

La rhyolite de Scott et les volcanites de la propriété sont verticalisées et subissent la déformation durant le deuxième et troisième épisode de déformation. Elles sont ensuite métamorphisées au faciès des schistes verts et développent majoritairement une altération en chlorite durant le métamorphisme régional. Il n'y a aucun indice permettant d'affirmer que cet épisode de métamorphisme régional a affecté les textures ou les compositions des minéraux des amas minéralisés.

CHAPITRE VII

CONCLUSION

Les quatre amas minéralisés de la propriété Lac Scott sont des lentilles de sulfures massifs volcanogènes formées à l'Archéen. Elles sont associées à un volcanisme felsique dominant et à un dôme felsique intrusif. Elles sont riches en cuivre et en zinc et ont été formées à faible profondeur, de l'ordre de 600 mètres et à une température d'environ 275°C. Les lentilles ouest et centrale contiennent plus de pyrrhotite, ont des sphalérites plus riches en fer et sont formées de plus de zones de stockwerk. Ces caractéristiques indiquent un gradient thermique qui augmente vers l'ouest. Les résultats obtenus avec le géobaromètre de la sphalérite n'ont pas été concluants.

Le pluton de Chibougamau est composé de tonalite, granodiorite et diorite à quartz. Ces unités sont majoritairement altérées en séricite et chlorite. Les différentes lithologies sont différentes phases provenant de la même lignée magmatique. Le pluton a perturbé les amas minéralisés en modifiant leurs textures, mais il n'a pas modifié les compositions des sphalérites ni altéré les isotopes de soufre des sulfures présents. Il n'a pas non plus induit d'altération typique au métamorphisme de contact aux roches volcaniques qui sont au nord. Son influence est donc assez restreinte. Le pluton n'est sans doute pas tellement tardif aux lentilles de sulfures massifs volcanogènes car il est relativement en équilibre avec son environnement et a peu d'effets sur les minéralisations. Le métamorphisme régional a affecté les roches volcaniques de la propriété en les métamorphisant au faciès des schistes verts, mais il ne semble pas non plus avoir influencé les amas minéralisés.

Pour approfondir la compréhension du lien qui unit les amas sulfurés et le pluton, il serait intéressant d'étudier la contribution géochimique de ce dernier envers les lentilles. Une étude

des éléments traces du pluton permettrait de confirmer le lien génétique entre les minéralisations et le pluton de Chibougamau.

Des travaux supplémentaires pourraient être faits sur la propriété Lac Scott pour améliorer la compréhension de la distribution de la minéralisation. Étant donné l'augmentation du gradient de température vers l'ouest, il faudrait continuer les forages dans cette direction, c'est-à-dire à l'ouest de la lentille ouest. De plus, un modèle 3D des roches volcaniques, du pluton de Chibougamau ainsi que des zones minéralisées, permettrait une meilleure compréhension de la disposition des lentilles dans l'espace.

RÉFÉRENCES

- Allard, G.O. 1976. Dore Lake complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny, Quebec. Min. des Richesses naturelles, Direction générale des mines. DP-368, p. 1-423.
- Allard, G.O. et Gobeil, A. 1984. General geology of the Chibougamau region, Dans Chibougamau - Stratigraphy and mineralization. Editeurs: J. Guha, E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 5-19.
- Anderson, P.G. 1988. Syngold exploration inc. interim report: Diamond drilling october-december 1988. Chibougamau, Québec. 29 pages et cartes.
- Baker, D.J. 1980. The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat, inédite. Université de Géorgie (Athens, Georgia, U.S.A). 344 pages.
- Barrett, T.J. and MacLean, W.H., 1999. Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems in: Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings (C.T. Barrie and M.D. Hannington, editors). Reviews in Economic Geology, Volume 8, p. 101-131.
- Barton, P. B. JR. 1970. Sulfide petrology. Mineral. Soc. Am Spec. Pap.3, p.187-198.
- Beaudoin, G. 2006. Gîtologie et métallogénie-Manuel de cours GLG-10351. Faculté des sciences et de génie de l'Université Laval. 116 pages
- Brown, P.E., Essene, E.J., Kelly, W.C. 1978. Sphalerite geobarometry in the Balmat-Edwards district, New York. American Mineralogist, v. 63, p. 250-257.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., Pilote, P., 1998. Environnement géologique de l'extrémité orientale de la sous-Province de l'Abitibi. Géologie et Métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau, éditeur : Pilote, P., DV-98-03, p.1-28.
- Cimon, J. 1976a. Géologie du quart nord-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles, Québec. DPV-439. 34 pages.
- Cook, N.J., Hoefs, J., 1997. Sulphur isotope characteristics of metamorphosed Cu-(Zn) volcanogenic massive sulphide deposit in the Norwegian Caledonides. Chemical Geology, 135, p.307-324.
- Corfu, F., Krogh, T.E., Kwork, Y.Y., Jensen, L.S. 1989. Canadian Journal of Earth Sciences, v.26, p.1747-1763.

- Craig, J.R. et Vaughan, D.J. 1981. Ore microscopy and ore petrography. John Wiley & Sons, New York, 406 pp.
- Craig, J.R., Vaughan, D.J. 1994. Ore microscopy and ore petrography. Second Edition. 434 pages.
- Daigneault, R., Allard, G.O. 1990. Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique (Région de Chibougamau sous-Province de l'Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. MM 89-03. 275 pages.
- Daigneault, R., 1991. Évolution structurale du segment de roches vertes de Chibougamau de la sous-Province archéenne de l'Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Québec, faculté des sciences et de génie de l'université Laval, 352 pages.
- Duquette, G. 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec. ES-8. 18 pages.
- Franklin, J.M., Sangster, D.M. and Lydon, J.W., 1981. Volcanic associated massive sulfide deposits: Economic Geology 75th Anniversary Volume. p.485-627.
- Franklin, J.M. 1996. Gîtes de sulfures massifs à métaux communs associés à des roches volcaniques. Géologie des types de gîtes minéraux du Canada. Commission géologique du Canada. No 8.
- Hannington, M.D., Scott, S.D. 1989. Sulfidation equilibria as guides to gold mineralization in volcanogenic massive sulfides: Evidence from sulfide mineralogy and the composition of sphalerite. Economic Geology, vol 84, p.1978-1995.
- Hannington, M.D., Bleeker, W., Kjarsgaard, I., 1999a. Sulfide mineralogy, geochemistry and ore genesis of the Kidd Creek deposit: Part 1. North, central and south orebodies: The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada. Economic Geology Monographic 10, Hannington, M.D. and Barrie, C.T.(eds), p.163-224.
- Hutchison, M.N., Scott, S.D. 1981. Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. Economic Geology, vol 76, p. 143-153.
- Jamieson, J.W. 2005. Tracing sulfur sources in an archaean hydrothermal system using sulfur multiple isotope- A case study from the Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit. Mémoire de thèse. Université du Maryland. 57 pages.
- Jensen, M. L., 1967, Sulfur isotopes and mineral genesis, in. Barnes, H. L., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit.

- Jébrak, M., Marcoux, E. 2008. Géologie des ressources minérales. Ressources Naturelles et Faunes du Québec. 667 pages.
- Krogh, T.E., 1982. Improve accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion techniques. *Geochemica and Cosmochimica Acta*; vol 46, no4, p.637-649.
- Leclerc, F., Harris, L.B., Bédard, J.H., et Goulet, N. 2006: Section IB - Stratigraphie setting of the Chibougamau region: the Gilman and Blondeau formations and the Cummings Complex. *Dans Le camp minier de Chibougamau et le parautochtone grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. Édité par P. Pilote, Annual joint meeting, Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Montréal 2006, Fieldtrip guidebook B1, pp. 52-64.*
- Leishman, D.A. 1983. Summary report 1981/82, Scott Lake project. Rapport pour Les Ressources Camchib Inc., Toronto. GM 40987.
- Ludden, J., Hubert, C., Gariépy, C., 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, vol 123, p.153-166.
- Lydon, J.W., 1984. Some observations on the morphology and ore textures of volcanogenic sulfide deposits of Cyprus: Geological Survey of Canada, Current Research, Paper 84-01A, p. 601-610.
- Maillet, J. 1978. Pétrographie et géochimie des dykes du camp minier de Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise. Université du Québec à Chicoutimi. 132 pages
- Martin, J.D., Soleri I Gil, A. 2005. An integrated thermodynamic mixing model for sphalerite geobarometry from 300 to 850°C and up to 1GPa. *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 69, no 4, p. 995-1006.
- Martignole, J. 1986. Some questions about crustal thickening in the central part of the Grenville Province. Geological Association of Canada; Special Paper 31, p.327-339.
- Morin, R., Pilote, P., Gosselin, C. 1999. Potentiel minéral du district minier de Chibougamau. PRO 99-02. Géologie Québec. 13 pages.
- Mueller, W.R., Donaldson, J.A. 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p.2249-2265.
- Norman, G.W.H. 1941. East half Opemisca. Commission géologique du Canada. Carte 401A.
- Ohmoto, H., Rye, R.O. 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review. *Econ. Geol.*, v.69, p.826 842.

- Ohmoto, H., Rye, R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Second Edition, Barnes, H.L. (ed.), p.509-567.
- Ohmoto, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits: Reviews in Mineralogy, v.16, p. 491-560.
- Pilote, P. 1998. Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau: Nouvelle vision du potentiel de découverte. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DV 98-03. 189 pages.
- Pilote, P. (Éditeur). 2006. Le camp minier de Chibougamau et le parautochtone grenvillien : métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. Réunion annuelle conjointe, Association géologique du Canada – Association minéralogique du Canada, Montréal 2006, Livret-guide d'excursion B1, 138 pages.
- Prochnau, I.F. 1971. Distribution and mode of occurrence of gold in the Chibougamau district, Québec. Mémoire de maîtrise. Université McGill.
- Rye, R.O. and Ohmoto, H., 1974. Sulfur and Carbon Isotopes and Ore Genesis: A Review. Economic Geology, v.69, p.826-842.
- Saunders, J.A. 1978. Petrochemistry, volcanic stratigraphy, and economic geology of the Waconichi Formation in Scott township, Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise. Université de Géorgie (Athens, Georgia, U.S.A).
- Saunders, J.A., Allard, G. O. 1990. The Scott Lake deposit: a contact-metamorphosed volcanogenic massive sulfide deposit, Chibougamau area, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, v.27, p.180-186.
- Scott, S.D., Barnes, H.L. 1971. Sphalerite geothermometry and geobarometry. Economic Geology, vol. 66, p.653-669.
- Scott, S.D. 1976. Application of the sphalerite geobarometer to regionally metamorphosed terrains. American Mineralogist, v.61, pages 661-670.
- Scott, S.D. 1983. Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. Mineral. Mag. 47, p.427-435.
- Stix, J. 2003. Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfides deposits. Geology, vol 31, no 4, p.375-378.
- Streckeisen, A. L., 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melitic rocks - recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Geology, v. 7, p. 331-335.

- Thompson, A.J.B., Thompson, J.F.H. 1996. Atlas of Alteration: A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals. Publication de l'Association Géologique du Canada (GAC-AGC). 119 pages.
- W. Wagner, A. Saul, A. Pruß. 1994. International Equations for the Pressure along the Melting and along the Sublimation Curve for Ordinary Water Substance, J. Phys. Chem. Ref. Data **23**, No 3, 515.
- Winter, J., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, 697 pages.